



Initiation de la convection au-dessus des Vosges et de la Forêt Noire au cours de la campagne COPS : approche multi-instrumentale appliquée au 15 juillet 2007

Christophe Merlet

► To cite this version:

Christophe Merlet. Initiation de la convection au-dessus des Vosges et de la Forêt Noire au cours de la campagne COPS : approche multi-instrumentale appliquée au 15 juillet 2007. Météorologie. Université Pierre et Marie Curie, 2013. Français. NNT : . tel-01133102

HAL Id: tel-01133102

<https://hal.science/tel-01133102>

Submitted on 18 Mar 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

ÉCOLE DOCTORALE : Sciences de l'Environnement d'Ile de France (ED129)

Par Christophe MERLET

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ : Physique de l'atmosphère

**Initiation de la convection au-dessus des Vosges et de la Forêt
Noire au cours de la campagne COPS : approche
multi-instrumentale appliquée au 15 juillet 2007**

Directeur de recherche : Cyrille FLAMANT

Co-directeur de recherche : Sophie BASTIN

Soutenue le : Vendredi 13 Décembre 2013

Devant la commission d'examen formée de :

Dr. Evelyne RICHARD
Pr. Paolo DI GIROLAMO
Pr. Laurence PICON
Dr. Olivier CAUMONT
Dr. Cédric CHAMPOLLION
Dr. Juan CUESTA
Dr. Sophie BASTIN
Dr. Cyrille FLAMANT

Laboratoire d'Aérologie
Università degli Studi della Basilicata, Italie
Laboratoire de Météorologie Dynamique
Centre National de Recherches Météorologiques
Géosciences Montpellier
LISA¹
LATMOS²
LATMOS²

Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Examineur
Examineur
Examineur
Co-directrice de Thèse
Directeur de Thèse

¹ LISA : Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques

² LATMOS : Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales

LATMOS

Tour 45, Couloir 45-46, 3e et 4e
étages (boîte 102)

Université Pierre et Marie Curie
4 place Jussieu

75252 Paris Cedex 05

France

tél: 01 44 27 47 60

fax: 01 44 27 37 76



Remerciements

Une page se tourne ... Une des premières, pour vous, lecteur. Une des dernières pour moi. L'heure est donc venue de remercier tout ceux qui m'ont permis de travailler avec plaisir sur cette thèse. Bien sûr certains moments étaient plus durs, d'autres plus longs ... Mais ce qui restera c'est d'avoir travaillé sur un sujet qui me passionne (la météorologie) avec de belles rencontres.

En premier lieu je souhaite remercier Cyrille Flamant et Sophie Basin, mes deux encadrants. C'est avant tout grâce à eux que j'ai pu mener mon travail à terme, toujours dans la bonne humeur. Ils étaient là en cas de besoins mais laissaient également l'autonomie nécessaire à l'apprentissage du travail de recherche. Merci à eux également de m'avoir donné l'opportunité de participer à la campagne HyMeX pour découvrir le fonctionnement des campagnes de mesures.

C'est donc grâce à Sophie et Cyrille que je peux remercier tous les membres du jury. Tout d'abord merci à Evelyne Richard et Paolo di Girolamo d'avoir accepté d'être rapporteur de cette prose, enfin surtout des pages qui suivent. Merci également à Laurence Picon, Olivier Caumont, Cédric Champollion et Juan Cuesta d'être examinateurs.

Je remercie particulièrement Cédric Champollion pour m'avoir permis d'utiliser ses données de tomographie GPS. Ces dernières tiennent assurément une part importante dans les résultats qui jalonnent certaines des pages de ce manuscrit. Je souhaite également remercier Jean-Pierre Chaboureau de m'avoir fourni les modélisations produites par Méso-NH pendant la campagne. Il m'a aussi calculé les rétrotrajectoires en fonction de mes besoins. De même, je remercie Paolo di Girolamo pour les données du lidar BASIL, Juan Cuesta pour les données du lidar TReSS, Grégoire Pigeon pour les données du profileur de vent, Volker Wulfmeyer pour les données du lidar UHOH, et de façon générale je remercie toutes personnes qui se sont impliquées dans COPS et qui ont permis d'avoir ce jeu de données si riche. En tant que fondation du sujet de thèse, je dis un grand merci à Laurent Labbouz qui a été le premier à travailler sur ces problèmes couches sèches durant son stage de M2.

Je remercie mes parents qui, en complément de Sophie et Cyrille, ont relu le manuscrit et permis de faire des améliorations stylistiques et grammaticales.

Et au-delà, je remercie les membres de l'équipe SPACE pour leur accueil, ainsi que les personnes présentes à Jussieu qui ont permis des échanges constructifs et des fous rires partagés.

Remerciements

C'est aussi l'occasion de remercier pour leur bonne humeur tous mes amis de M2 ainsi que les nouveaux venus. Pour ne pas faire de jaloux je laisse le soin à chacun de se reconnaître.

Finalement merci à tous, vous qui avez d'une façon ou d'une autre participé directement ou pas au succès (espéré) de cette thèse.

Sommaire

Remerciements.....	5
Sommaire	7
Introduction générale	11
1 La convection et son initiation	15
1.1 Introduction	15
1.2 Quelques définitions et rappels de base en thermodynamique.....	15
1.2.1 L'équilibre hydrostatique	15
1.2.2 L'équilibre vertical à petite échelle	16
1.2.3 La conservation des paramètres atmosphériques.....	17
1.2.4 La température potentielle	18
1.2.5 L'eau dans l'atmosphère	18
1.2.6 Les notions de θ'_w et de θ_E	20
1.2.7 Représentation sur l'égramme	21
1.3 Quelques notions clefs de la convection.....	22
1.3.1 La CAPE et la notion d'entraînement	22
1.3.2 Le déentraînement et la turbulence	25
1.3.3 La CIN et l'inhibition de la convection.....	27
1.4 La Couche Limite et la convection	28
1.4.1 Evolution diurne de la couche limite.....	28
1.4.2 Turbulence et convection sèche	29
1.4.3 Humidité, niveau de condensation et niveau de convection libre, liens avec la CIN	29
1.4.4 Le brassage turbulent et les paramètres convectifs	30
1.5 Les facteurs diminuant la CIN	30
1.5.1 Les forçages synoptiques et frontaux	31
1.5.2 Le cycle diurne de la couche limite	35
1.5.3 L'influence du relief.....	36
1.5.3.1 Le cycle diurne.....	36
1.5.3.2 L'influence du relief sur le flux	38
1.5.4 La convergence de basse couche	40
1.5.4.1 La convection préexistante	40
1.5.4.2 Le forçage orographique	42
1.5.4.3 Les ondes de gravité.....	42
1.5.4.4 Quelques autres forçages.....	44
1.5.5 Le forçage en altitude.....	44
1.6 Les facteurs limitant la convection profonde.....	46
1.6.1 Les couches stables au-dessus de la couche limite.....	46
1.6.1.1 Les gradients verticaux de température	46
1.6.1.2 Les couches sèches.....	48
1.6.1.3 Les subsidences d'air sec stratosphérique et de haute troposphère	49
1.6.2 Le cisaillement de vent.....	50

1.6.3	Les advections et la pérennité de la situation	51
1.7	Conclusion	51
2	La campagne COPS et les données utilisées.....	53
2.1	Introduction	53
2.2	La campagne COPS	53
2.2.1	Les objectifs de la campagne	53
2.2.2	Dispositif général de la campagne d'observations	55
2.3	Les données d'observation utilisées.....	59
2.3.1	Introduction.....	59
2.3.2	Les données LIDAR	60
2.3.2.1	Quelques bases sur le fonctionnement d'un LIDAR.....	60
2.3.2.2	Le lidar aéroporté LEANDRE2.....	66
2.3.2.3	Le lidar sol BASIL.....	66
2.3.2.4	Le lidar sol TReSS.....	67
2.3.2.5	Le lidar sol d'Hornisgrinde.....	67
2.3.3	Les données GPS	68
2.3.3.1	GPS et tomographie	68
2.3.3.2	Les données GPS utilisées	70
2.3.4	Le profileur de vent UHF	71
2.3.5	Les stations au sol et radiosondages.....	71
2.3.6	Les données satellite	72
2.4	Simulations numériques	72
2.4.1	Introduction.....	72
2.4.2	Les analyses CEPMMT et GFS.....	73
2.4.3	Les prévisions du modèle MESO-NH	73
2.5	Conclusion	75
3	Variabilités horizontale, verticale et temporelle de l'humidité sur la zone COPS: impact sur la convection	77
3.1	Introduction	77
3.2	Synthèse de la situation météorologique	77
3.3	Article.....	79
3.3.1	Abstract	80
3.3.2	Introduction.....	80
3.3.3	Instrumentation and data used.....	81
3.3.3.1	GPS stations network	81
3.3.3.2	Ground-based lidars	82
3.3.3.3	Airborne observations.....	82
3.3.3.4	Other dataset	82
3.3.4	General meteorological situation on 15 July 2007	83
3.3.5	Overview of the diurnal evolution of moisture and convection across the Rhine Valley	83
3.3.6	Multi-instrumental profiling over the eastern flanks of the Vosges.....	85
3.3.7	Multi-instrumental profiling over the west flanks of Black Forest	85
3.3.8	Conclusions.....	86
3.3.9	Acknowledgments	86
3.3.10	References.....	86
3.4	Complément sur la situation post-convective.....	102

3.5	Résumé de l'article et conclusion.....	103
4	Analyse des masses d'air	105
4.1	Introduction.....	105
4.2	Etude de la couche A	105
4.2.1	Contexte général	105
4.2.2	Evolution à fine échelle de l'intrusion sèche	111
4.3	Etude de la couche B	117
4.3.1	Evolution à court terme	117
4.3.2	Etude spatiale des rétrotrajectoires issues de Lyon	118
4.3.2.1	Présentation et méthodologie	118
4.3.2.2	Analyse des résultats.....	123
4.3.3	Etude comparative des rétrotrajectoires.....	129
4.4	Conclusion	136
5	Représentation de l'humidité à l'échelle régionale dans Meso-NH : analyse critique sur la base de la tomographie GPS	139
5.1	Introduction.....	139
5.2	Représentation des couches sèches par Meso-NH	139
5.3	Variabilité méridienne du champ d'humidité observé par tomographie GPS et impact sur la convection	151
5.4	Conclusion	159
6	Conclusion générale et Perspectives	161
6.1	Conclusions générales	161
6.1.1	Conclusions sur l'étude de cas	161
6.1.2	Conclusions sur les données GPS.....	162
6.1.3	Conclusions sur le modèle Meso-NH utilisé pendant la campagne.....	163
6.2	Perspectives.....	163
6.2.1	Perspectives pour l'étude de cas	163
6.2.2	Perspectives pour les données GPS	164
6.2.3	Perspectives à propos de la modélisation à méso-échelle	164
	Table des abréviations	165
	Table des symboles.....	167
	Bibliographie	169

Introduction générale

La prévision météorologique a un rôle primordial dans notre société moderne, aussi bien pour la protection des personnes et des biens, que pour l'environnement, et aussi pour la sécurité alimentaire et sanitaire des citoyens. Cette science a donc un impact sécuritaire, sociétal et économique fort. Elle est aussi une des rares disciplines scientifiques à tolérer l'erreur ou le doute. Les progrès ont néanmoins été remarquables ces dernières décennies avec l'avènement de la prévision numérique. La part de l'empirisme décroît de plus en plus dans le travail du prévisionniste au profit de l'analyse des modèles numériques.

L'augmentation de la fiabilité des prévisions météorologiques passe donc principalement par l'amélioration des modèles numériques, mais aussi par les progrès des techniques de leur analyse. Pour ces deux aspects il est nécessaire de comprendre l'enchaînement des processus qui se déroulent dans l'atmosphère et qui amène au temps réellement observé. Or, les phénomènes convectifs en général sont une des sources principales de l'incertitude présente dans les prévisions météorologiques. De plus, les épisodes convectifs violents sont, avec les tempêtes et les inondations, de grands problèmes de la prévision météorologique qui concernent directement la protection des biens et des personnes. Ces trois phénomènes ne sont d'ailleurs pas totalement décorrélés puisque les violents orages sont aussi sources d'inondations et de vents destructeurs. Un effort particulier est fait pour améliorer la prévision des phénomènes convectifs. Les prévisions convectives se basent essentiellement sur trois niveaux : le risque global d'occurrence, l'intensité potentielle du phénomène, et la nature du risque attendu (grêle, forte pluie, foudre, ...).

Les campagnes de mesures font partie des principaux moyens de l'étude de l'atmosphère. Elles permettent une mutualisation des moyens qui est favorable :

- à la compréhension des processus étudiés grâce à une stratégie de déploiement instrumental exceptionnel,
- à une meilleure compréhension des difficultés des modèles à reproduire les événements en comparant leurs prévisions à la réalité du terrain grâce aux multiples paramètres observés,
- aux intercomparaisons instrumentales pour valider ces derniers.

Au cours de ces quinze dernières années il y a eu de nombreuses campagnes internationales de ce type qui ont permis d'améliorer la compréhension des phénomènes convectifs dans les régions tempérées. Sur ces thématiques il est possible de citer les plus significatives par ordre chronologique :

- MAP (Mesoscale Alpine Programme) dans les Alpes durant l'automne 1999 (Bougault et al. 2001)

- IHOP (International H2O Project) dans le sud des grandes plaines du centre des Etats-Unis durant le printemps 2002 (Weckwerth et al. 2004)
- CSIP (Convective Storm Initiation Project) dans le sud et le sud-ouest de l'Angleterre ainsi que le sud du Pays de Galles durant les étés 2004 et 2005 (Keith A. Browning et al. 2007)
- COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) dans le nord-est de la France et le sud-ouest de l'Allemagne durant l'été 2007 (Volker Wulfmeyer et al. 2008; Volker Wulfmeyer et al. 2011). Mon projet de thèse s'est adossé à cette campagne.
- HyMEx (Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment) dans le nord de la Méditerranée occidentale durant l'automne 2012 pour la partie convective [<http://www.hymex.org/>]

La campagne COPS s'est attachée, en particulier, à étudier le rôle du relief moyen dans l'initiation et l'évolution des épisodes convectifs. Leur initiation est évidemment un des points clefs du cycle de vie de ces épisodes. Si la compréhension des conditions favorables est évidemment primordiale dans l'élaboration des prévisions météorologiques, anticiper les cas où la convection ne se développe pas est également un volet de la prévision à ne pas négliger. Par ailleurs, la convection, et notamment son initiation et son développement, est très sensible à la variabilité de la vapeur d'eau. Durant la campagne il a été observé des cas où des couches sèches ont limité, voire annihilé la convection. Si le lien entre les deux est bien connu, l'enchaînement des processus qui gouvernent les phénomènes observés reste à examiner.

Mon travail s'est donc particulièrement attaché à étudier en profondeur un des cas de la campagne COPS s'étant déroulé le 15 juillet 2007. Durant cette journée, il a non seulement été diagnostiqué des couches sèches au-dessus de la couche limite, mais c'est aussi un jour où la convection n'a pas été observée sur les Vosges au contraire de la Forêt Noire. Les prévisions du matin ne faisaient pas de différence entre les deux massifs, et les modèles étaient très divergents entre eux. L'étude s'est voulue la plus complète possible en s'intéressant à la fois aux processus de petite échelle en forte interaction avec les caractéristiques locales de la région d'étude et en particulier la topographie, et aussi aux advections de masses d'air à plus grande échelle qui vont interagir avec les processus locaux. Au-delà d'être la source de données pour la compréhension des processus, en mettant en valeur l'apport des données GPS pour étudier la variabilité de l'humidité, le volet instrumental de la campagne n'a pas été oublié. De plus, si le volet modélisation profite de la compréhension des processus, des comparaisons plus précises permettent de cibler certaines limites du modèle, Mésos-NH en l'occurrence. En traitant de ces différents sujets, mon manuscrit de thèse s'articulera donc autour de cinq chapitres principaux.

Le premier chapitre est une introduction qui permet de poser l'ensemble des bases nécessaires à la compréhension et à l'interprétation des résultats que je montre ensuite dans la présentation de mon travail. Il permet aussi de situer l'état de l'art sur les thématiques qui se rapprochent directement de mon étude. La première partie revient sur les fondements dynamiques et thermodynamiques qui permettent d'expliquer les processus convectifs. Naturellement les principes physiques qui gouvernent la convection sont expliqués dans une seconde partie. Un troisième volet est consacré au rôle fondamental de la couche limite dans le cycle convectif. Le travail de thèse portant principalement sur l'initiation et l'inhibition de la convection, les processus qui agissent positivement ou négativement dans son déclenchement et son développement seront exposés dans les deux dernières parties.

Le deuxième chapitre présente la campagne COPS, principalement sur les thématiques qui ont été exploitées dans la suite du travail. Les objectifs y sont rappelés ainsi que les moyens mis en œuvre, notamment instrumentaux. Ce chapitre détaille ensuite précisément les instruments qui ont été employés. Les lidars, de différents types, particulièrement utilisés, font l'objet d'explications plus détaillées sur les techniques de mesures. C'est également le cas pour l'utilisation des données GPS, que ce soit pour les quantités intégrées ou la tomographie. Enfin, ma thèse s'est également beaucoup appuyée sur l'exploitation de simulations de modèles numériques disponibles, qu'ils soient globaux pour les analyses à grande échelle (modèle du Centre Européen et GFS) ou non-hydrostatiques, comme Méso-NH, pour l'étude détaillée dans la zone COPS. La description des modèles clôture donc ce chapitre.

Le troisième chapitre est l'exposé clef sur l'étude de cas du 15 juillet 2007. Ce cas convectif a été largement étudié puisqu'il présentait une cellule typique au sein d'une ligne de convergence sur la Forêt Noire. Ce qui a été moins étudié, et ce qu'apporte mon travail, c'est la compréhension de l'enchaînement des processus qui a conduit à l'absence de convection sur les Vosges. La problématique de l'impact des couches sèches est fondamentale. En effet, elles sont nécessaires à l'augmentation de l'énergie sans que cette dernière ne se disperse progressivement, mais elles peuvent aussi complètement bloquer la convection si l'inhibition au niveau de l'altitude de déclenchement est trop importante, ou seulement la limiter si l'inhibition est trop forte au-dessus de cette altitude de déclenchement.

Le quatrième chapitre concerne une analyse synoptique de deux masses d'air qui ont eu une influence sur ce cas. Il analyse les processus à plus grande échelle qui sont à l'origine de la présence de ces masses d'air sur la zone d'étude. En effet, le chapitre suivant montre que les interactions d'échelles sont parfois problématiques dans la modélisation. Ce chapitre propose, sur l'étude de cas, de faire le lien entre les deux échelles en regardant quels sont les processus impliqués.

Le cinquième chapitre est nettement moins centré sur la compréhension des phénomènes, mais davantage sur l'étude qualitative des outils utilisés. Dans une première partie c'est la capacité de MésO-NH à modéliser les masses d'air et les processus étudiés qui est analysée. Les comparaisons se font notamment grâce aux bons résultats de la tomographie GPS. Dans une seconde partie je montre comment cette tomographie permet de mieux comprendre certains processus qui ont lieu pourtant à plus fine échelle.

Enfin, ce manuscrit se termine par un chapitre qui présente les principaux enseignements qui peuvent être tirés de mon travail, en insistant également sur le cadre dans lequel ils s'insèrent et sur les perspectives possibles pour poursuivre le travail effectué.

1 La convection et son initiation

1.1 Introduction

Cette thèse traite principalement de la convection, comme l'essentiel des études en rapport avec la campagne COPS, et plus précisément de son initiation. Dans ce premier chapitre je m'attacherai à donner quelques bases et explications générales sur la convection. Ces informations sont importantes parce qu'elles sont directement utilisées par la suite dans la thèse.

Ce chapitre commence par le rappel de quelques définitions et notions de base en thermodynamique atmosphérique. Il est suivi par un bref rappel de l'utilisation d'un émagramme. Dans un second temps j'aborde les notions plus spécifiques à la convection, que sont la CAPE (l'énergie convective potentielle disponible) ainsi que les facteurs qui la module et la CIN (l'énergie d'inhibition). Une troisième partie traite de quelques notions de couche limite. En effet c'est souvent dans cette couche de l'atmosphère, directement en contact avec le sol, que se déclenche la convection en lien avec une diminution de l'énergie d'inhibition : j'étudierai donc dans une quatrième partie les principaux facteurs qui permettent de réduire la CIN. Ces paramètres primordiaux dans le déclenchement de la convection agissent à différentes échelles : synoptiques, mais surtout régionales et locales. Enfin dans une dernière partie j'expliquerai quels sont les facteurs qui limitent le développement de la convection une fois que celle-ci est enclenchée.

1.2 Quelques définitions et rappels de base en thermodynamique

1.2.1 L'équilibre hydrostatique

L'atmosphère est composée de molécules de gaz et d'aérosols en suspension. La pression diminue avec l'altitude. L'équilibre hydrostatique est quasiment toujours (et même de façon systématique à grande échelle ou à l'échelle moyenne) applicable pour en déduire le profil de pression. Il peut s'écrire de deux façons sous l'hypothèse des gaz parfaits :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho \cdot g = -\frac{P \cdot g}{R_a \cdot T}$$

Avec ρ la masse volumique en kg.m^{-3} , g l'accélération de pesanteur en m.s^{-2} , P la pression en Pa, T la température en K et R_a la constante spécifique pour l'air sec en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

et z l'altitude en m. Les symboles sont précisés à leur première apparition dans le texte. Il est toujours possible de se référer à la table (p. 167).

Il est ainsi aisé d'en déduire, via l'intégration verticale de la formule précédente, que dans ces conditions la pression atmosphérique au niveau du sol se définit simplement comme le poids de la colonne d'air qui est située à la verticale de ce point. Cette relation n'est remise en cause qu'à l'échelle locale en cas de mouvements convectifs très importants. Le corolaire est que la pression atmosphérique, si elle s'équilibre avec le vent, reste un paramètre non conservatif et donc passif. Le champ de pression au sol, s'il est utile pour comprendre la situation météorologique que l'on rencontre, n'est pas moins largement insuffisant si l'on souhaite pouvoir expliquer son évolution.

1.2.2 L'équilibre vertical à petite échelle

Les mouvements convectifs sont issus de déséquilibres verticaux qui entraînent un rééquilibrage par des mouvements également verticaux. Nous verrons ultérieurement que l'organisation des mouvements convectifs est un peu plus complexe si l'on ne se contente plus d'isoler notre mouvement de perturbation. Pour étudier les mouvements verticaux à petite échelle on se place dans le cadre du modèle de la particule : il est considéré une petite particule d'air qui évolue de façon indépendante en fonction des conditions rencontrées par l'environnement qui la baigne. Cette particule est supposée évoluer adiabatiquement par rapport à son environnement et sans se mélanger à ce dernier par turbulence. Lorsque cela est nécessaire il est usuel de prendre une masse unité pour s'affranchir des conditions de masse.

La projection sur la verticale de la conservation de la quantité de mouvement nous donne, en se rappelant que la pression de la particule est égale à la pression de son environnement extérieur :

$$\frac{Dw_{\text{part}}}{Dt} = -g - \frac{1}{\rho_{\text{part}}} \frac{\partial p}{\partial z}$$

En utilisant la relation hydrostatique, qui s'applique à l'environnement de la particule d'air étudiée, et la relation des gaz parfaits ($P.V = N.R.T \Leftrightarrow P = \rho.R_a.T$) on en déduit que :

$$\frac{Dw_{\text{part}}}{Dt} = -g \left(\frac{\rho_{\text{env}} - \rho_{\text{part}}}{\rho_{\text{env}}} \right) = -g \left(\frac{T_{\text{env}} - T_{\text{part}}}{T_{\text{env}}} \right)$$

avec les indices $_{\text{env}}$ et $_{\text{part}}$ pour se référer respectivement à l'environnement et à la particule. On retrouve bien l'idée qu'une particule d'air plus chaude que son environnement entraîne une ascendance et une particule d'air plus froide entraîne une subsidence ; t le temps en s, et w la vitesse verticale en m.s^{-1} .

En considérant des conditions adiabatiques, la particule d'air va subir des compressions et détentes, au gré de ses subsidences et ascendances, qui vont générer respectivement des réchauffements et des refroidissements. Pour connaître l'évolution d'une perturbation de l'équilibre il faut donc comparer la variation de température de la particule au cours de son mouvement vertical avec le gradient de température de l'environnement. Si le gradient adiabatique de la particule est inférieur à celui de l'environnement (ce qui est généralement le cas, sauf dans la couche limite se développant sous l'action du chauffage solaire), la situation est stable, et inversement. On montre que dans le cas sec le gradient est de $-g/C_p$, soit d'environ -9.8 K.km^{-1} . En revanche, dès qu'il y a de la condensation on passe dans une situation pseudo-adiabatique et la particule perd beaucoup moins de chaleur lorsqu'elle continue à se détendre puisque qu'elle récupère celle issue de la chaleur latente libérée pendant la condensation. C'est dans ce cas que la convection profonde est possible puisque dès que l'air est suffisamment humide, et donc la quantité d'eau condensée suffisamment importante, le gradient pseudo-adiabatique est généralement moins fort que celui de l'environnement, du moins à basse altitude lorsque l'air est encore assez chaud et humide.

Des informations supplémentaires peuvent être trouvées dans : (Malardel 2005; Holton 2004; Tsonis 2002; Zdunkowski et Bott 2004; North et Erukhimova 2009). Ces sources sont utiles pour les paragraphes suivants qui traitent de la thermodynamique de l'atmosphère.

L'instabilité de flottabilité est donc l'instabilité qui se produit lorsque qu'une particule qui subit une petite perturbation verticale voit sa température devenir de plus en plus chaude que celle de l'environnement dans le cas d'une ascendance, ou de plus en plus froide dans le cas d'une descendance. Les relations précédentes montrent alors le caractère instable avec une vitesse verticale qui amplifie la perturbation initiale.

1.2.3 La conservation des paramètres atmosphériques

Afin de comprendre l'évolution d'une situation météorologique, il est important de connaître quels sont les paramètres qui influent sur un paramètre en particulier. La base est donc d'identifier les paramètres conservatifs pour des hypothèses données. L'évolution de ces paramètres conservatifs résultera d'une sortie de ces hypothèses. Inversement, si ces dernières sont respectées les paramètres seront invariants au cours du temps. La description de paramètres en un minimum de variables physiques permet donc de mieux comprendre l'évolution de ces paramètres, et ceci d'autant plus qu'il est utilisé des variables physiques mesurables par les instruments météorologiques.

Les principaux paramètres thermiques conservatifs sont la température potentielle et la température potentielle équivalente lorsque l'humidité est prise en considération. Le tourbillon potentiel est le paramètre physique conservatif pour le volet dynamique.

1.2.4 La température potentielle

La température potentielle est un invariant en condition adiabatique et en l'absence de brassage turbulent. Son évolution se produit donc lorsqu'il y a un échange de chaleur avec l'environnement (source de chaleur, libération de chaleur vers l'extérieur en cas de condensation, ...) ou lorsqu'il y a un mélange entre deux masses d'air de température différente.

La température potentielle correspond à la température qu'aurait une particule d'air ramenée en condition adiabatique au niveau de pression 1000 hPa. Elle est décrite par la formule :

$$\theta = T \left(\frac{10^5}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

avec θ la température potentielle en K et C_v la chaleur spécifique de l'air à volume constant en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

C'est un paramètre qui permet de connaître la chaleur sensible d'une masse d'air et donc son contenu en énergie thermique en s'affranchissant des variations liées à la gravité. Son intérêt est d'être conservée dans les mouvements à l'échelle synoptique en l'absence de condensation, et à la méso-échelle sur des courtes périodes de temps. On peut donc l'utiliser pour étudier la stratification verticale de l'atmosphère et les conditions de stabilité en atmosphère sèche. Une couche avec une température potentielle uniforme est généralement le signe d'une atmosphère bien mélangée au regard des échanges de chaleur qu'elle subit.

1.2.5 L'eau dans l'atmosphère

L'eau et ses changements de phase sont des éléments clef de l'atmosphère météorologique. Elle est présente à l'état de vapeur d'eau, condensée sous forme de micro-gouttelettes ou de gouttes, ou enfin à l'état solide (glace) sous des formes variées.

La pression partielle de vapeur d'eau e , appelée également tension de vapeur, peut s'écrire :

$$e = \rho_v R_v T$$

avec ρ_v la masse volumique de la vapeur d'eau en kg.m^{-3} , R_v la constante spécifique pour la vapeur d'eau ($R_v = 461.5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

En météorologie on utilise également les notions de d'humidité spécifique q et de rapport de mélange r . Ces grandeurs représentent la proportion massique de vapeur d'eau dans l'air.

$$q = \frac{\rho_v}{\rho} ; r = \frac{\rho_v}{\rho_a} \text{ et on a : } r = \frac{R_a}{R_v} \frac{e}{P-e} \approx 0.622 \frac{e}{P-e}$$

Avec q (l'humidité spécifique de l'air, sans unité ou en kg.kg^{-1}) et r (le rapport de mélange de la vapeur d'eau par rapport à l'air sec) des grandeurs sans unité et souvent exprimées en g.kg^{-1} , ρ_a la masse volumique de l'air sec en kg.m^{-3} , R_a la constante spécifique pour l'air sec en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ($R_a = R/M_a = 287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), R_v la constante spécifique pour la vapeur d'eau ($R_v = 461.5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) et ρ_a la masse volumique de l'air sec en kg.m^{-3} .

L'atmosphère ne peut contenir qu'une certaine quantité de vapeur d'eau pour une température et une pression données. A pression constante il y a donc deux façons de considérer le problème. D'une part, regarder la température à partir de laquelle la première goutte de condensation apparaît : c'est le point de rosée, noté T_d . Et d'autre part, calculer le rapport de mélange qui permet d'atteindre la saturation à la température actuelle : c'est le rapport de mélange saturant, notée r_s , ou la tension de vapeur saturante, notée e_s . Lorsque l'atmosphère est condensée, il y a donc de facto : $T=T_d$, $e=e_s$ et $r=r_s$.

La valeur de e_s en fonction du point de rosée peut être obtenue par diverses formules empiriques. Une des plus utilisée en météorologie est la formule de Tetens, le point de rosée étant dans cette formule en degré Celsius :

$$e_s = 6.1070 \times 10^{\frac{7.5 \times T_d}{237.3 + T_d}}$$

Jusqu'à présent dans cette partie il n'était considéré que l'humidité en valeur absolue dans l'atmosphère. Une fois établie la notion de saturation, donc de quantité maximale d'humidité que peut contenir une particule d'air donnée en fonction de sa pression et de sa température, il est utile d'aborder la notion d'humidité relative H . C'est le rapport d'humidité par rapport à sa saturation : elle vaut donc 0 si l'air est totalement sec et 1 si l'atmosphère est à saturation.

$$H = \frac{e}{e_s} \approx \frac{r}{r_s}$$

L'humidité relative est le plus souvent utilisée sous la forme d'un pourcentage.

Enfin, la vapeur d'eau joue un rôle non négligeable dans la densité atmosphérique. On sait que, tout autre conditions fixée par ailleurs, plus l'atmosphère est chaude moins celle-ci est dense. Pour tenir compte de l'effet de l'humidité sur la densité de l'atmosphère, une astuce pratique consiste à élever artificiellement la température de l'atmosphère pour

tenir compte de cet effet à chaque fois qu'il est nécessaire. On parle de température virtuelle T_v . Par définition c'est donc la température qu'aurait une particule d'air sec de même masse volumique et à la même pression que la particule d'air humide considérée. Elle est donnée par la formule :

$$T_v = \left(\frac{1 + \frac{M_a}{M_v} r}{1 + r} \right) T$$

Avec T_v la température virtuelle en K, M_a la masse molaire de l'air sec en g.mol^{-1} ($M_a = 28.96 \text{ g.mol}^{-1}$) et M_v la masse molaire de l'eau en g.mol^{-1} ($M_v = 18.01 \text{ g.mol}^{-1}$)

La température virtuelle est très utilisée dans l'étude de la convection puisque cette dernière est générée principalement par de l'instabilité de flottabilité, qui a été évoqué dans le chapitre 1.2.2. L'instabilité convective étant directement reliée à des perturbations de masse volumique on comprend l'intérêt d'utiliser la température virtuelle pour l'étude de la convection dès lors que la notion de masse volumique apparait, en particulier par la flottabilité.

1.2.6 Les notions de θ'_w et de θ_E

La température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé (θ'_w) et la température potentielle équivalente (θ_E) font directement appel à la notion de chaleur latente. Pour l'étude de ces deux paramètres il n'est considéré que le changement entre la phase liquide et la phase gazeuse (chaleur latente de condensation), il n'est pas tenu compte du changement avec la phase solide (glace). De même, sauf adaptation de ces modèles, il est supposé que toute l'eau condensée précipite, et donc que de la chaleur spécifique de l'eau liquide n'est pas prise en compte. Cette approximation suppose que l'on néglige tous les phénomènes de réévaporation des phases condensées dans l'atmosphère. On verra ultérieurement qu'il est parfois nécessaire de tenir compte de ces processus d'évaporation sans qu'ils ne remettent en cause les explications que l'on tire de cette approximation, le plus souvent justifiée.

La formule exacte de θ_E est :

$$\theta_E = T \left(\frac{10^5}{P} \right)^{\frac{R_a}{C_p + r C_l}} \cdot H^{\frac{-r R_v}{C_p + r C_l}} \cdot e^{\frac{L r}{T(C_p + r C_l)}}$$

Avec : θ_E la Température Potentielle Equivalente en K, C_l la chaleur spécifique de l'eau liquide en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ($C_l = 4218 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ à 0°C) et L la chaleur latente de vaporisation de l'eau

La valeur de θ'_w peut être calculée à partir de θ_E :

$$\theta'_w = \theta_E - \frac{r L}{C_p}$$

Comme je l'ai fait précédemment avec θ , la compréhension de ces notions passe par le modèle de la particule d'air. θ_E correspond à la transformation de l'intégralité de la chaleur latente en chaleur sensible.

Finalement, on peut retenir qu'à un endroit donné (position et altitude), les variations de θ dans le temps correspondent aux variations de chaleur sensible, mesurables au thermomètre (variations lors de transformations isobares). Les variations de θ_E (ou de θ'_w) dans le temps et à un endroit donné correspondent aux variations de chaleur latente ou/et sensible. Les variations de chaleur latente n'étant rien d'autre que les variations de rapport de mélange ou d'humidité spécifique, on les retrouve en étudiant les évolutions de r et de q .

1.2.7 Représentation sur l'émagramme

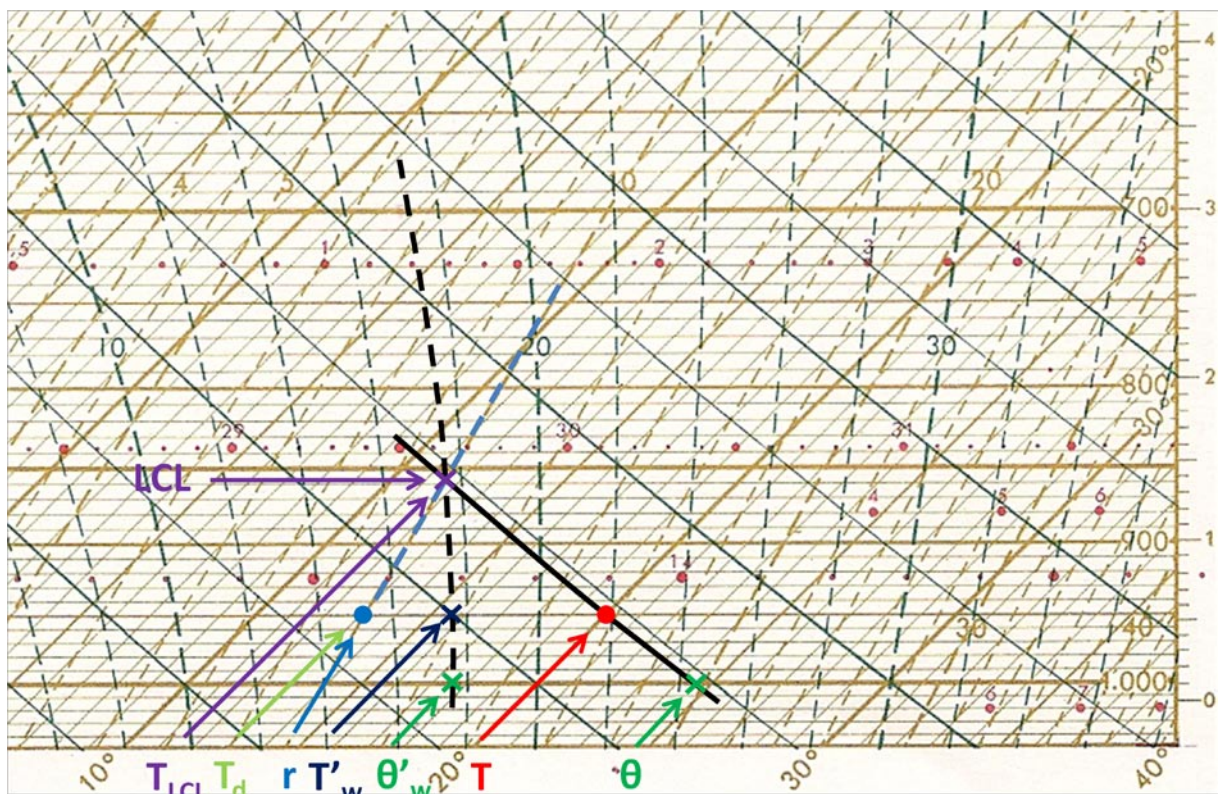


Figure 1-1 : Exemple de transformations classiques avec les principaux paramètres qu'il est possible de retrouver graphiquement à partir d'un émagramme. Le niveau de condensation est noté LCL (pour Lifting Condensation Level en anglais)

Sur un émagramme (exemple Figure 1-1), les droites horizontales bistres sont les lignes d'égale pression. C'est l'échelle verticale de l'émagramme : la correspondance en altitude sur la graduation de droite n'est donnée qu'à titre indicatif dans les conditions

standards adoptées pour l'aviation (atmosphère normée par l'Organisation de l'Aviation Civile Internationale –OACI-). L'axe horizontal est celui des températures. Les isothermes, de couleur bistre, sont inclinées à 45° simplement pour des raisons graphiques et avoir en moyenne un profil qui n'est pas trop éloigné de la verticale. Les lignes bistres discontinues (et inclinées) sont les lignes de r_s , en fonction de la température et de la pression. Les lignes vertes sont les lignes que suit une particule lorsqu'elle subit une transformation adiabatique : ce sont donc les lignes d'égale θ . Les lignes vertes discontinues sont les lignes que suit une particule lorsqu'elle subit une transformation pseudo-adiabatique : ce sont donc les lignes d'égale θ'_w . La Figure 1-1 permet de se mettre en situation sur la base d'un exemple. Les méthodes de construction sont bien décrites dans (Triplet et Roche 1996).

1.3 Quelques notions clefs de la convection

1.3.1 La CAPE et la notion d'entraînement

L'énergie potentielle disponible (CAPE, pour Convective Available Potential Energy en anglais) est une notion fondamentale de la convection. Pour se développer cette dernière a besoin d'énergie, nous verrons ultérieurement quelles sont les sources d'énergie extérieures qui permettent de l'initialiser, mais elle en libère ensuite beaucoup. L'énergie ainsi libérée renforce son propre développement par rétroaction positive. La CAPE provient, comme son nom l'indique, de l'énergie potentielle. Elle est transformée en énergie cinétique par l'instabilité de flottabilité liée à la différence de masse volumique entre l'environnement et la particule étudiée que l'on a vue au chapitre 1.2.2. Cette énergie potentielle a pour origine le profil initial de l'environnement, mais aussi et surtout, l'énergie de la chaleur latente libérée lors de l'ascension de la particule. En plus des références généralistes citées précédemment, on peut ajouter (Robert A. Houze 1994; Emanuel 1994; Lin 2007; Markowski et Richardson 2010), ce sont des cours généraux de météorologie à méso-échelle qui permettent de faire le lien entre les points développés dans le manuscrit et les études plus spécifiques qui y sont citées.

La Figure 1-2 montre graphiquement une représentation de la CAPE. La particule en s'élevant du sol subit tout d'abord une détente adiabatique jusqu'au niveau du point de condensation (LCL, pour Lifting Condensation Level en anglais) qui marque la formation du nuage. Elle continue ensuite à s'élever suivant une détente pseudoadiabatique jusqu'au niveau de convection libre (LFC, pour Level of Free Convection en anglais). Jusqu'à ce niveau la particule était plus froide que son environnement, le modèle de flottabilité de la particule indique donc une force de rappel vers le bas : pour que la particule arrive à ce niveau elle a été forcée par rapport à son environnement de grande échelle. Au LFC la température de la particule et celle de l'environnement sont égales. Au-delà de ce niveau la particule devient donc plus chaude que son environnement et le mouvement d'ascendance s'auto-entretient. Toute l'énergie supplémentaire renforce sa vitesse verticale. Et ceci jusqu'à ce que la

particule retrouve une température égale à celle de l'environnement, au niveau d'équilibre (EL, pour Equilibrium Level en anglais). A partir de cet instant la flottabilité devient négative et l'ascension de la particule ralentie. Graphiquement sur un émagramme la CAPE correspond, à un facteur près spécifié dans le cartouche, à la surface entre la courbe de la température de la particule et celle de l'environnement.

De ce lien fort entre la CAPE et la vitesse de la particule, on en déduit qu'il est possible de relier la CAPE à la vitesse maximale de particule dans le cadre des hypothèses du modèle de la particule évoqué au chapitre 1.2.2. Cette vitesse a lieu à l'EL et il est supposé que la vitesse de la particule est nulle au LFC. Pour cela il suffit de relier la CAPE à l'énergie cinétique acquise par la flottabilité. Il faut donc procéder à l'intégration verticale des effets de la flottabilité sur toutes les couches qui contribuent à la CAPE, c'est-à-dire entre le LFC et l'EL. L'équation qui exprime le lien entre la vitesse verticale maximale d'une particule de masse unité et la CAPE est donc :

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} \frac{Dw_p}{Dt} dz = \frac{1}{2} w_{\max}^2$$

Pour affiner ce modèle théorique il convient de prendre la température virtuelle dans le calcul de l'instabilité et de l'accélération verticale.

La CAPE considère une particule prise de la surface. Il existe d'autres formulations qui représentent d'avantage la réalité. La principale est la « Mixed Layer CAPE » (MLCAPE). L'intérêt de cette formulation est de prendre davantage en compte le brassage de la couche limite (Craven, Jewell, et Brooks 2002). Les chaudes journées ensoleillées donnent parfois des profils sur-adiabatiques qui génèrent des valeurs de CAPE plus élevées que les valeurs des particules d'air qui circulent au sein de la convection profonde du fait des valeurs particulièrement chaudes juste au niveau de la surface. Or la convection va prendre plus haut dans la couche limite avec des profils plus mélangés. La MLCAPE prend un profil moyen des basses couches. La meilleure représentation est donc spécifique à chaque situation, mais il est usuel de prendre les 50 premiers hPa au-dessus du sol par exemple. A cette MLCAPE on peut associer le niveau de condensation convective (CCL, pour Convective Condensation Level en anglais) qui est le niveau moyen de la base des nuages. Le CCL est donc similaire au LCL en prenant pour base une particule d'air qui correspond à un état moyenné de la couche limite.

Enfin, on peut définir la Most Unstable CAPE (MUCAPE) qui correspond à la CAPE de la particule la plus instable sur le profil. Cela peut être utile pour étudier la convection nocturne lorsque la base de la couche limite se stabilise, ou pour la convection qui s'initie au niveau de l'étage moyen.

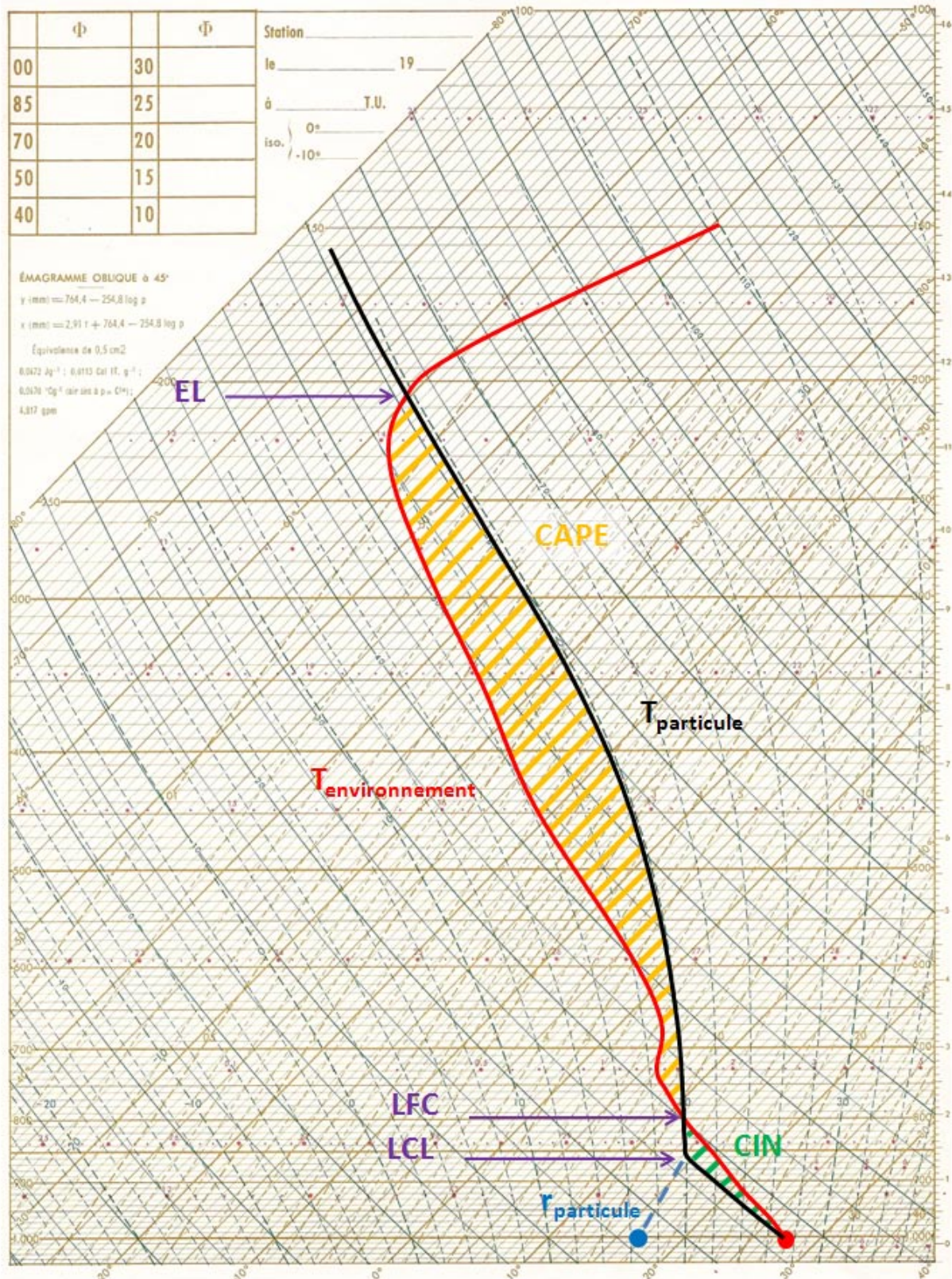


Figure 1-2 : Exemple typique de représentation sur un émagramme de la CAPE et de la CIN par une particule depuis le sol. Les niveaux de condensation (LCL), de convection libre (LFC) et d'équilibre (EL) sont aussi présentés.

1.3.2 Le déentraînement et la turbulence

La CAPE ne considère qu'une accélération sans frottement. En théorie l'extension verticale du nuage doit s'étendre nettement au-delà du niveau d'équilibre puisque c'est à ce niveau que la vitesse verticale est sensée être maximale et qu'il faut tenir compte de l'énergie relâchée lors de la condensation solide. Au-delà de l'EL la flottabilité devient négative et la vitesse verticale décroît.

Dans la pratique il est constaté que les nuages s'équilibrent plus ou moins au niveau de l'EL. Le concept de la CAPE ne répond pas à un certain nombre de facteurs qui limitent la flottabilité maximale (sur laquelle se base le calcul de la CAPE) et dont il faut tenir compte. C'est le déentraînement.

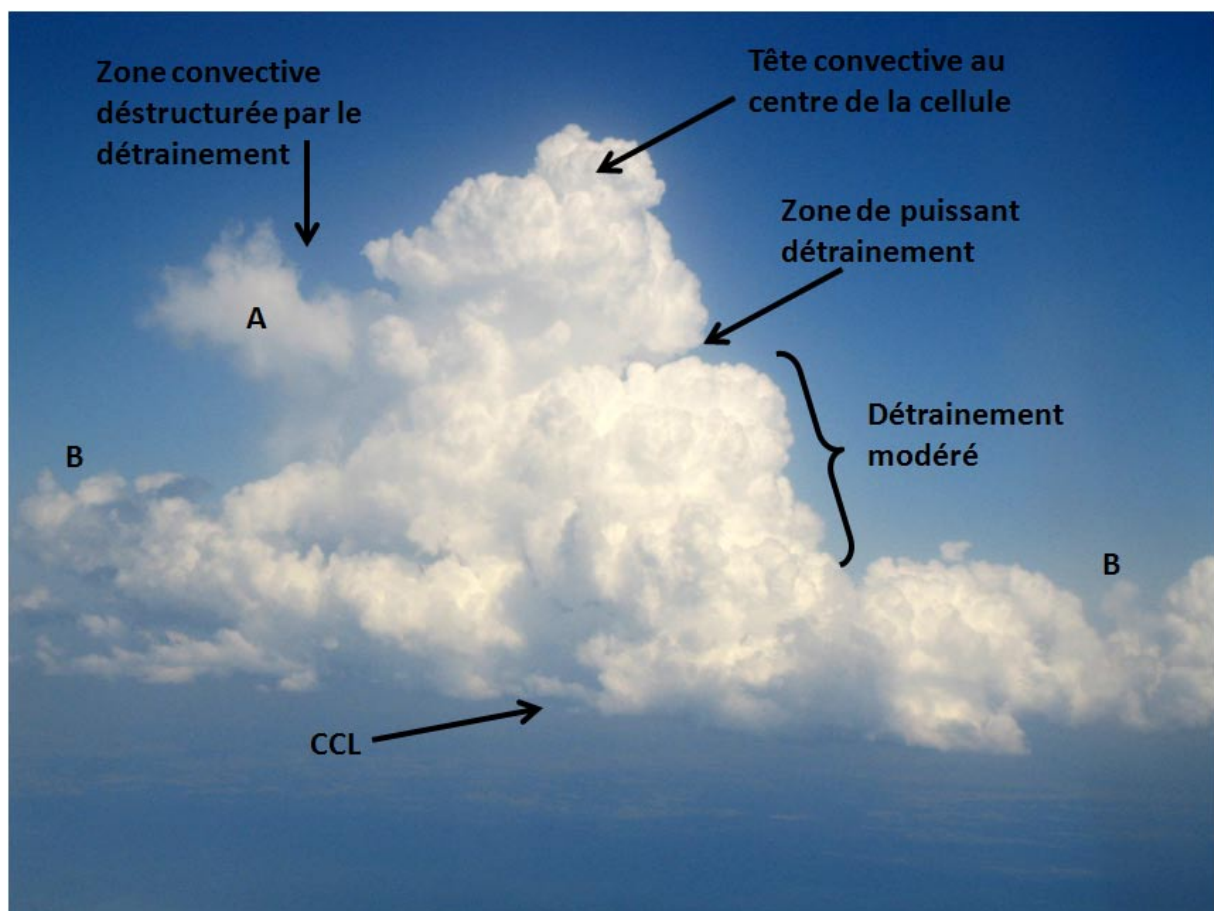


Figure 1-3 : Mise en place de l'épisode convectif du 15 juillet 2007 vue depuis l'avion. Les différents effets du déentraînement sont très clairement visibles (photo Abdel Abchiche, DT-INSU).

Le premier facteur de déentraînement intervient lors de la poussée convective. Le nuage se développe et déplace les particules d'air plus stable de l'environnement sus-jacent (Boatman et Auer 1983; LaMontagne et Telford 1983; Taylor et Baker 1991; Heus et al. 2008; Wang, Geerts, et French 2009; de Rooy et al. 2013). Cette phase est couteuse en énergie. Les

nuages convectifs présentent des protubérances marquées en forme de choux-fleurs (Figure 1-3). C'est le signe d'une importante turbulence. A l'interface avec l'environnement, la turbulence fait entrer de l'air extérieur au sein de la cellule convective. C'est donc de l'air qui est à la fois plus frais et plus sec, et qui entraîne une évaporation locale du nuage, donc un refroidissement. Ce processus est très négatif pour la convection et génère un frein important. On le remarque bien en observant un cumulus en cours de développement : son sommet au centre est nettement plus haut que les bords qui sont davantage impactés par le détrainement. Le poids des gouttelettes d'eau maintenues en suspension par l'ascendance est aussi un facteur de limitation. Ces aspects sont importants dans la paramétrisation des modèles numériques (Randall et Huffman 1982; Siebesma et Holtslag 1996; Carpenter, Droegemeier, et Blyth 1998; de Rooy et al. 2013; Derbyshire et al. 2011).

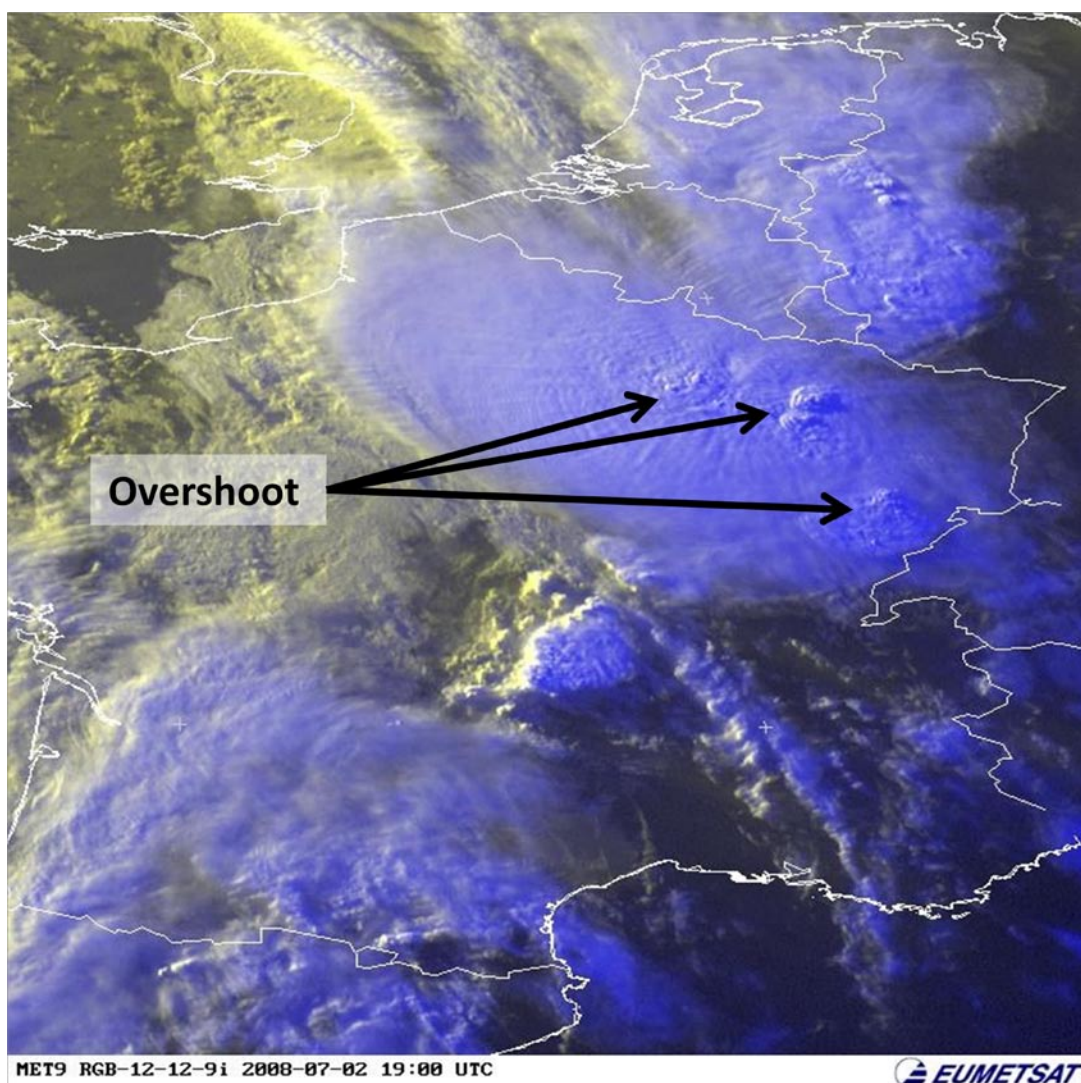


Figure 1-4 : Exemples d'overshoots (particulièrement visibles au couchant) dans un gros système convectif sur le nord-est de la France le 2 juillet 2008 à 19 TU (Composition colorée Eumetsat : <http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>)

Finalement l'ensemble de ces phénomènes conduisent à une accélération verticale bien moindre que celle simplement calculée par la CAPE. Ainsi, le niveau moyen du sommet des nuages se trouve aux environs de l'EL. En cas de détrainement important et pendant la phase de développement convectif il est en dessous. En revanche, sur certaines structures bien organisées le niveau moyen peut être légèrement supérieur, avec un net dépassement au centre de la colonne convective principale : on parle d'overshoot (Figure 1-4)

1.3.3 La CIN et l'inhibition de la convection

L'énergie d'inhibition convective (CIN, pour Convective Inhibition en anglais) est en quelque sorte une CAPE négative comprise entre le sol et le LFC. C'est donc la flottabilité négative qu'il faut vaincre pour atteindre le LFC et donc le développement autonome de la convection. La Figure 1-2 montre graphiquement sur un émagramme la représentation de la CIN.

La CIN est le principal facteur limitant l'initiation de la convection profonde. La couche limite peut être neutre voire légèrement instable sur la température potentielle, permettant le développement de la convection sèche au sein de la couche limite. Mais l'inversion du sommet de celle-ci peut empêcher tout développement plus important, en dépit de valeurs de CAPE parfois remarquables.

Inversement lorsque la CIN est faible la convection profonde se développe de façon généralisée. De plus, suite aux cumulus, il est observé une perte d'ensoleillement dans le cas d'une convection déclenchée par le réchauffement diurne. Pour une valeur de CAPE donnée la convection profonde ainsi générée est souvent moins violente.

Avec des valeurs de CIN modérées les parcelles d'air qui l'ont franchie ont bénéficié d'un forçage plus conséquent et généralement plus organisé. La convection peut alors plus facilement s'agencer en structures plus développées et ordonnées si les conditions sont réunies. Par ailleurs, une fois la convection en place, la convergence chaude et humide de basse couche qui l'alimente concentre d'avantage l'énergie au sein des systèmes actifs, ils peuvent ainsi être plus violents.

La valeur de la CIN sélectionne le nombre de parcelles d'air qui peuvent franchir la zone d'inhibition *via* la puissance et l'organisation des forçages qui permettent ce franchissement (Colby 1984; J.-P. Chaboureau et al. 2004). En revanche les conditions sur l'organisation que l'on a énoncées relèvent de généralités, mais dépendent aussi fortement d'autres paramètres tels que le cisaillement de vent ou la présence d'autres couches sèches à l'étage moyen.

1.4 La Couche Limite et la convection

1.4.1 Evolution diurne de la couche limite

La couche limite est la tranche de l'atmosphère en relation directe avec le sol et les évolutions diurnes qui y sont associées. Le principe même de la convection profonde est de rendre non pertinente cette notion de couche limite en permettant un brassage rapide de l'ensemble de la troposphère. En revanche c'est généralement au sein de cette couche limite que la convection va se mettre en place, même si certains forçages peuvent y être extérieurs.

Le lien météorologique entre le sol et la couche limite peut être de nature dynamique ou de nature thermique. Il y a donc plusieurs définitions de la couche limite en fonction des phénomènes considérés. Ce peut être la couche limite de frottement (ou Couche Limite d'Ekman) qui définit la zone où, à cause des frottements, le vent est plus faible et plus rentrant vers les basses pressions que le vent géostrophique de l'atmosphère libre. Ce peut être la couche limite thermique (souvent appelée Couche Limite Atmosphérique ou Couche Limite Planétaire en fonctions des hypothèses prises dans le problème physique). C'est la zone thermiquement sensible à la variation diurne par le transfert vertical turbulent. C'est principalement elle qui joue un rôle important dans le développement de la convection (Stull 1988).

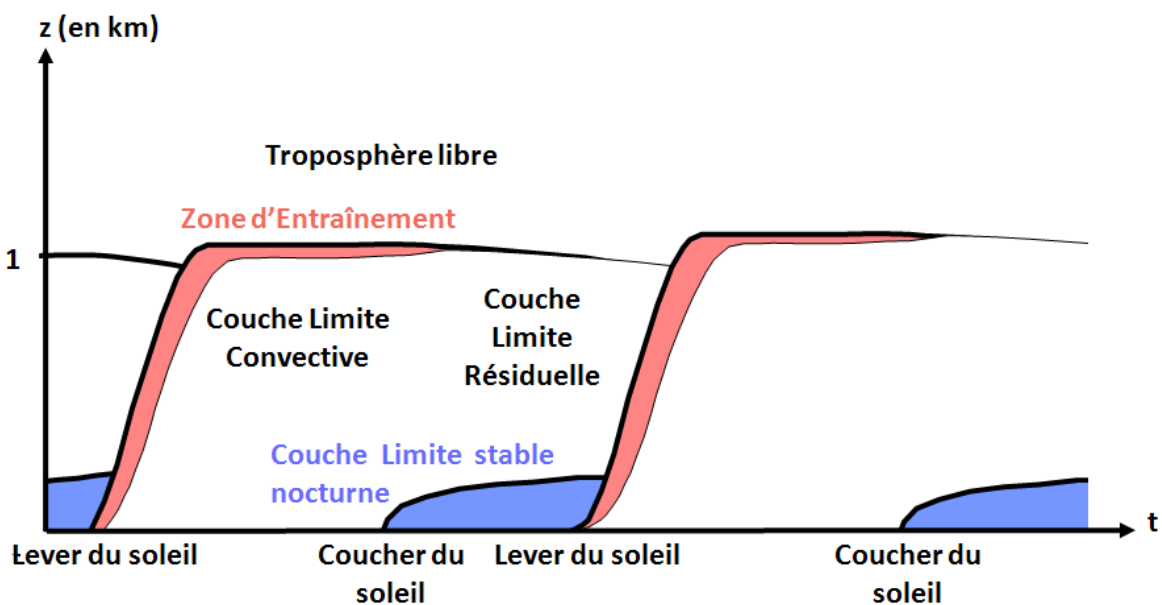


Figure 1-5 : Evolution de la couche limite au cours de la journée

Cette couche limite subit une évolution diurne marquée (Figure 1-5), en lien avec l'ensoleillement. Dans la journée son profil thermique en température potentielle est le plus

souvent assez proche de la neutralité, voire sur-adiabatique près des sols lors des journées ensoleillées. C'est une zone qui est le siège de turbulence et de convection peu profonde : on parle d'ailleurs de couche de mélange ou de couche limite convective. Le développement de la couche limite convective, sous l'effet du rayonnement solaire, se produit dans une zone dite d'entraînement qui « absorbe » par turbulence l'environnement extérieur au sein de la couche limite convective. Si la progression est rapide au début, lorsqu'elle renouvelle la couche limite résiduelle au profil peu stratifié, elle se ralentit beaucoup lorsqu'elle rencontre l'inversion qui marque le haut de la couche limite. Si cette inversion est peu marquée elle peut être percée, et on observe alors de la convection profonde avec des nuages convectifs beaucoup plus développés. La nuit, suite au refroidissement radiatif des sols, une couche très stable par inversion se développe en surface tandis que la couche limite résiduelle perdure au-dessus. En effet, en profile neutre ou quasi-neutre le cisaillement de vent maintient la turbulence, donc le brassage qui participe en retour au maintien de la neutralité du profil.

1.4.2 Turbulence et convection sèche

L'échauffement du sol par le rayonnement solaire est la source principale d'énergie de la turbulence qui règne dans la couche limite. Par conduction le sol réchauffe les premiers centimètres d'air qui le surplombe. De proche en proche la turbulence transmet cet apport de chaleur à l'ensemble de la couche limite.

Les premiers mètres, jusqu'aux premières centaines de mètres en cas de fort rayonnement solaire, sont généralement sur-adiabatique, c'est-à-dire propices au développement de l'instabilité sèche. La turbulence y est importante, en partie parce que la forte instabilité génère de forts gradients de vent qui déstructurent les organisations qui tentent de se mettre en place. Il faut un profil proche de la neutralité et s'élever de la surface pour que les tourbillons s'organisent sur une échelle un peu plus grande. De la convection sèche peut alors se développer au sein de la couche limite (Kaimal et al. 1976). Si elle se remarque sur certains instruments de télédétection (lidar aérosols en réflectivité par exemple), visuellement elle n'est marquée par aucun nuage. Elle a pourtant un rôle important dans la croissance de la couche limite au niveau de la zone d'entraînement (Conzemius et Fedorovich 2008). En fonction de l'évolution de l'humidité et du niveau de condensation la convection sèche peut devenir humide.

1.4.3 Humidité, niveau de condensation et niveau de convection libre, liens avec la CIN

L'humidité est un facteur important au sein de la couche limite. En effet l'évaporation des sols, et plus encore l'évapotranspiration des plantes, sont des sources primordiales de l'humidité qui a donc tendance à augmenter au sein de la couche limite. L'utilisation des sols

et leur humidité sont des données importantes pour estimer les quantités évaporées, notamment par l'intermédiaire du stress hydrique de la végétation et du type de végétation.

Au cours de la journée et en l'absence d'advection, l'humidité a donc tendance à augmenter au sein de la couche limite. Cela se remarque par exemple en observant l'évolution du point de rosée. Si le point de rosée augmente, le niveau de condensation ne baisse pas forcément pour autant. En effet, la température a elle aussi tendance à augmenter, ce qui diminue en parallèle l'humidité relative de la parcelle d'air, et donc augmente l'altitude du point de condensation. La quantification de ces deux paramètres qui agissent de façon opposée est donc délicate mais néanmoins importante. En effet, de l'évolution de la hauteur du niveau de condensation va dépendre l'évolution du niveau de convection libre. L'action sur la CIN est donc assez fondamentale. Pour complexifier encore les interactions il faut aussi se souvenir que si on fait l'hypothèse d'un niveau de condensation fixe au cours de la journée malgré l'augmentation de l'humidité, c'est que la température a augmenté, ce qui est tout de même une source de diminution de la CIN.

1.4.4 Le brassage turbulent et les paramètres convectifs

La turbulence au sein de la couche a donc tendance à moyenniser les profils. Ce sont ensuite ces profils moyennés qui sont à prendre en compte dans l'estimation vraie de la convection (Craven, Jewell, et Brooks 2002). J'ai déjà évoqué cette spécificité dans le paragraphe qui concerne la CAPE (1.3.1). Ces remarques sont valables pour l'ensemble des paramètres convectifs qui prennent pour base une valeur de la surface.

L'épaisseur à prendre en compte est très variable en fonction des conditions météorologiques. Dans le cadre de l'observation, il est facile d'examiner le niveau moyen des bases convectives (CCL). Ces dernières sont d'ailleurs, sauf forçage particulier, assez homogènes, signe que le brassage est efficace. On peut ainsi retrouver une bonne estimation de l'épaisseur de brassage effectif pour la convection lorsque le calcul et l'observation donnent le même niveau. L'hypothèse de considérer que cette épaisseur est la même pour l'ensemble des autres paramètres est pertinente. Lorsque le niveau de CCL évolue peu avec l'évolution de l'épaisseur de la couche moyennée (cas d'une couche quasi-neutre bien mélangée), la prévision, et son interprétation, en sont facilitées.

1.5 Les facteurs diminuant la CIN

Les facteurs qui permettent la diminution de la CIN agissent à plusieurs niveaux. Les facteurs synoptiques et frontaux permettent des évolutions de l'environnement et du contexte convectif. En revanche ils ne permettent pas à une bulle d'air en particulier de franchir cette CIN. Pour cela il faut s'intéresser aux conditions locales qui vont permettre à la convection de passer cette barrière et inverser la flottabilité. Ces conditions dépendent

principalement de la convergence, mais les phénomènes qui génèrent cette dernière sont très variés. Ils peuvent par ailleurs s'additionner et ainsi gagner en efficacité. L'objet de ce présent chapitre est d'en aborder les plus fréquents après avoir évoqué les forçages à échelle plus large. Les campagnes de mesures sont souvent l'occasion de faire des synthèses sur les différents processus qui ont amené l'initiation des événements convectifs étudiés. C'est par exemple dans IHOP (Weckwerth et Parsons 2006; Wakimoto et Murphey 2010), CSIP (Bennett et al. 2006) ou COPS (Kottmeier et al. 2008; V. Wulfmeyer et al. 2011; Corsmeier et al. 2011).

1.5.1 Les forçages synoptiques et frontaux

Ces forçages n'expliquent pas comment localement la CIN est franchie, mais permettent de modifier l'environnement et éventuellement de le rendre plus favorable. Il ne sera pas question ici des advections de masses d'air différentes (par exemple plus chaudes et humides en basse couche), mais bien d'éléments de dynamique de grande échelle, et en particulier des ascendances. En effet, les vitesses verticales positives de grande échelle modifient l'environnement et le rendent plus favorable à la convection. L'action n'est pas directe, les vitesses verticales sont bien trop faibles, mais indirecte en modifiant le profil thermique.

La vitesse verticale au niveau du sol est nulle. Si dans la couche atmosphérique des ascendances sont observées, cela implique un gradient vertical moyen de vitesse verticale. Or les ascendances conduisent à un refroidissement adiabatique des masses d'air. Cela amène à un renforcement de l'instabilité et bien souvent à une augmentation de la CAPE. Si la tranche atmosphérique responsable de la plus grande partie de la CIN subie elle-aussi une ascendance, cela conduit généralement à sa diminution. Ces zones d'ascendances sont parfois des zones frontales, ou, si ce n'est pas encore le cas, bien souvent des zones frontogéniques (B. J. Hoskins 1976; Brian J. Hoskins et West 1979).

Un des moyens de diagnostiquer les phénomènes qui génèrent des ascendances est de passer par l'équation en oméga (Triplet et Roche 1996) :

$$\left(\Delta_p \left(-\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) + \frac{f p}{R} \frac{\partial \left((\zeta + f) \frac{\partial}{\partial p} \right)}{\partial p} \right) \omega = -\frac{f p}{R} \frac{\partial \left(-\vec{u} \cdot \vec{\nabla}_p (\zeta + f) \right)}{\partial p} - \Delta_p \left(-\vec{u} \cdot \vec{\nabla}_p (T) \right) - \text{Autre}$$

Avec : $\vec{\zeta}$ le vecteur tourbillon en s^{-1} , f le paramètre de Coriolis ($f=2\Omega \sin(\varphi)$), R la constante spécifique pour l'air en $J.kg^{-1}.K^{-1}$

La variable ω est la vitesse verticale en coordonnée pression. Le terme de gauche de l'équation est en opérateur complexe proche du laplacien de ω . Ce membre est positif lorsque ω représente un minimum (donc une ascendance) et inversement. On peut constater qu'à travers cet opérateur apparaît le laplacien de la stabilité statique : plus l'atmosphère est instable plus les forçages sur la vitesse verticale sont importants. Or les situations convectives sont souvent des situations où la stabilité statique de l'environnement est plutôt basse : elles sont donc particulièrement sensibles à ces forçages.

Il y a deux termes à droite : le premier dépend du gradient vertical d'advection de Tourbillon Absolu ($TA = \zeta + f$), le second est lié au laplacien de l'advection de température. Enfin, il y a d'autres termes qui ne sont pas écrits ici et qui correspondent au chauffage diabatique (y compris par libération de chaleur latente), aux frottements, et enfin à l'inclinaison du relief de grande échelle. Le terme de chauffage diabatique n'est généralement significatif que lorsque la condensation est très abondante à grande échelle, donc essentiellement lors les fronts actifs. Le terme de frottement est lié à la convergence des vents par l'effet Ekman dans la couche limite atmosphérique ; il est généralement secondaire. Enfin, le terme de l'effet de relief de grande échelle est marginal.

On ne retiendra donc que deux termes principaux : le gradient vertical d'advection de tourbillon absolu d'une part et l'advection de température d'autre part.

Le cas de l'advection de tourbillon absolu est schématisé sur la Figure 1-6a. Il est usuel de prendre l'exemple d'un thalweg d'altitude qui présente un axe de forte vortacité, donc de fort TA. Ce type de thalweg est généralement moins rapide que le flux, notamment lorsqu'il est actif et qu'il interagit avec les basses couches dans le cadre de l'instabilité barocline. Une particule d'air voit donc son tourbillon absolu augmenter jusqu'à ce qu'il franchisse l'axe, puis il décroît.

Le schéma de la Figure 1-6b reprend une coupe verticale zonale sur une petite épaisseur pour analyser le processus. Un tube de courant est délimité par deux isentropes (car conservative) séparées d'une hauteur h . Un thalweg est marqué par une anomalie froide d'altitude, donc une baisse de la stabilité statique et une augmentation de h . Si par hypothèse le fluide suit les isentropes, lorsque ces dernières se dilatent sur la verticale (cas du thalweg), une advection négative de TA conduit à un étirement du tourbillon. Du point de vue lagrangien d'une particule d'air cela correspond à une augmentation du TA par la conservation du moment cinétique. Cet étirement est associé à une convergence horizontale, qui est directement reliée à la divergence verticale pour respecter la conservation de la masse dans un fluide incompressible (zone bleue sur le schéma). La divergence verticale correspond donc à un gradient vertical de vitesse verticale qui implique des forçages de grande échelle. Le forçage est ici négatif. Lorsque la particule franchie l'axe de fort tourbillon, on observe à l'inverse une advection positive de TA qui est associée à de la

divergence horizontale (zone orange sur le graphique). L'interprétation physique pour la grande échelle s'écrit :

$$\frac{D\left(\frac{TA}{h}\right)}{Dt} = \vec{0} ; \text{ Soit encore : } \frac{DTA}{Dt} = -TA \left(\vec{\nabla}_h \cdot \vec{u}_h \right) = TA \frac{\partial w}{\partial z}$$

C'est aussi l'interprétation de la conservation lagrangienne du Tourbillon Potentiel (TP) dans les conditions adiabatiques et en l'absence de brassage turbulent :

$$\overrightarrow{TP} = \frac{1}{\rho} \cdot \overrightarrow{TA} \cdot \overrightarrow{\nabla_z \theta} \quad \text{et tel que dans ces conditions : } \frac{D\overrightarrow{TP}}{Dt} = \vec{0}$$

Le forçage est matérialisé par des mouvements verticaux, d'où la présence de gradients verticaux de divergence horizontale. Le phénomène important pour générer ce forçage, c'est le gradient vertical d'advection de TA : un gradient positif est responsable d'ascendance, donc d'un forçage à grande échelle.

Le schéma de la Figure 1-6c montre la situation la plus courante aboutissant à une telle configuration : la présence d'un axe de thalweg qui se décale vers l'amont du flux à mesure que l'altitude augmente. Cela est d'autant plus marqué qu'en supposant les vitesses verticales négligeables dans les très basses couches et près de la tropopause, les vitesses verticales engendrées par le forçage étirent les anomalies de tourbillon, ce qui les renforce et amplifie les forçages. C'est la situation de la rétroaction positive par instabilité barocline. La baroclinie engendre par ailleurs un flux nettement plus rapide en altitude, les advections de TA sont donc généralement plus marquées en haute troposphère qu'en basse couche. (Malardel 2005; Holton 2004; B. J. Hoskins, McIntyre, et Robertson 1985a; B. J. Hoskins, McIntyre, et Robertson 1985b; B. Hoskins 1997; K A Browning et Roberts 1994; K A Browning et Roberts 1995)

En ce qui concerne la convection, les forçages qui vont avoir le plus d'importance sur la diminution de la CIN sont ceux qui se produisent en moyenne troposphère et qui vont générer des ascendances dans la moitié basse de la troposphère (Griffiths, Thorpe, et Browning 2000; Morcrette et al. 2007; Jukes et Smith 2000; Gold et Nielsen-Gammon 2008; Nielsen-Gammon et Gold 2008).

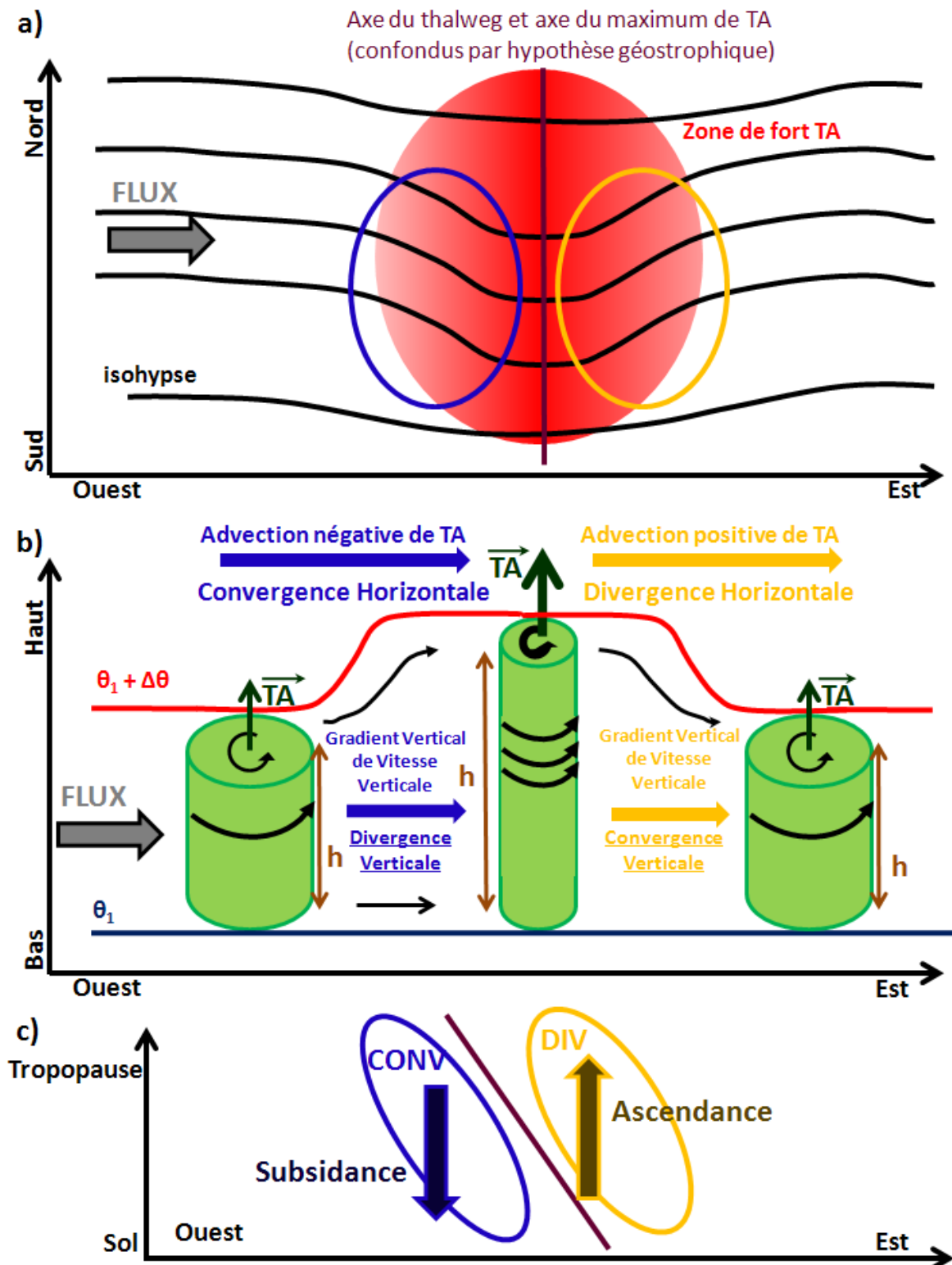


Figure 1-6 : L'effet du forçage des advections de tourbillon absolu. a) Un plan sur un niveau de pression. b) Une coupe verticale sur un axe zonal et d'une petite épaisseur. c) Une coupe verticale zonale de toute la troposphère avec un exemple de situation qui amène des vitesses verticales.

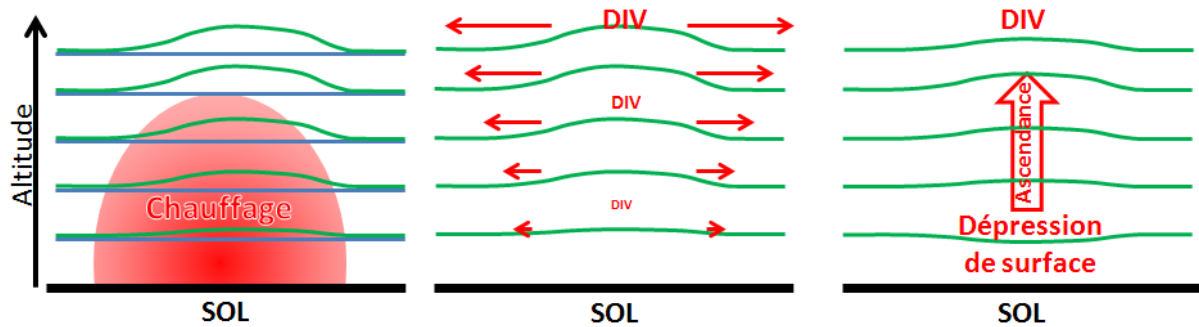


Figure 1-7 : La mise en place du forçage par chauffage diabatique en basse couche en trois étapes (a), b) et c)). La zone de chauffage est la zone rouge, l'état de base des isobares est en bleu et les états perturbés au cours des trois phases de la mise en place du forçage sont en vert. La circulation secondaire liée au forçage apparaît en rouge.

Le second forçage de grande échelle concerne les advections de température. Pour comprendre l'effet des advections de température il est aisé de se placer dans le cadre d'un chauffage diabatique de basse couche comme illustré par la Figure 1-7. Sous l'effet du chauffage les isobares se déforment puisque l'air chauffé se dilate et augmente les épaisseurs (Figure 1-7a). En réponse à cette perturbation une circulation agéostrophique se met en place avec une divergence dont le maximum est centré au sommet du chauffage, là où la perturbation est maximale (Figure 1-7b). Plus près du sol la perturbation est plus faible, donc la divergence moindre. De ce gradient vertical de divergence naît une ascendance qui provoque un refroidissement adiabatique et compense en partie l'effet du chauffage (Figure 1-7c). Par ailleurs l'intégration sur l'ensemble de la colonne donne une divergence, ce qui se traduit par une perte de masse, donc une baisse de la pression de surface (voir chapitre 1.2.1).

L'effet des advections de température est similaire à celui d'un chauffage diabatique. Les advections positives de température provoquent donc des ascendances. En revanche ce forçage est moins net pour la convection que celui des advections de tourbillon puisqu'il peut même être défavorable. En effet, une advection chaude d'altitude, bien qu'associée à une ascendance, est aussi par définition associée à un réchauffement au-dessus de la couche, ce qui est très favorable à une augmentation de la CIN. La transition est même parfois associée à de grosses inversions. En revanche les advections jusqu'au sol chaudes, et de surcroît humides, sont parfois plus favorables. Dans ce cas la convection se déclenche généralement dans le cadre de systèmes frontaux, ceux-ci étant associés à une forte nébulosité.

1.5.2 Le cycle diurne de la couche limite

Ce facteur de diminution de la CIN a déjà été évoqué dans le 1.4.3. C'est l'un des plus importants pour expliquer les développements convectifs en cours d'après-midi. Ceux-ci correspondent à plusieurs conditions.

Il faut au préalable que la zone d'entraînement ait complètement absorbé la couche limite résiduelle, ce qui est relativement rapide en matinée si l'ensoleillement est suffisamment conséquent.

A partir de ce moment, la zone d'entraînement agit sur l'inversion du sommet de la couche limite qui est le principal responsable de la CIN. Les deux facteurs principaux qui peuvent la faire baisser sont donc d'une part l'élévation de la température diurne et d'autre part la hausse de l'humidité. La température au sol qui permet d'atteindre directement le LFC par une détente adiabatique s'appelle la température convective. La CIN devient nulle lorsque cette température est atteinte. On rappelle aussi que l'augmentation de l'humidité permet de faire baisser le niveau de condensation en prenant l'hypothèse d'une température potentielle stationnaire.

Au sein de la couche limite on peut aussi retenir l'importance de l'organisation de la turbulence. En effet, si des facteurs (type de sols, petits reliefs, ...) permettent une organisation plus poussée de la turbulence sèche, certaines bulles convectives peuvent être plus puissantes et forcer localement la CIN. Lorsque la condensation apparaît au sein des bulles convectives, l'apport d'énergie au sein de la cellule convective lui permet de s'organiser et de devenir plus puissante. L'organisation en cellules de convection peu profonde, de plus en plus puissantes et dynamiques, peut ainsi amener au forçage local de la CIN (J.-P. Chaboureaud et al. 2004; Kang et Bryan 2011).

En fin de journée l'inversion froide près du sol s'installe rapidement et la couche limite ne devient plus un moteur de forçage pour la convection. Elle reste en revanche une grande source de chaleur et d'humidité pour alimenter une convection déjà présente ou qui se déclenche par d'autres forçages.

En fonction des conditions, les zones plus chaudes (même si localement plus sèches) ou les zones plus humides (même si localement plus fraîches) peuvent chacune faciliter le franchissement de la CIN.

1.5.3 L'influence du relief

Le relief agit de plusieurs façons sur la convection. Il peut agir de façon thermique, *via* le cycle diurne de la couche limite qu'il influence considérablement. Le relief peut aussi agir de façon dynamique en modifiant l'écoulement des vents.

1.5.3.1 Le cycle diurne

On regarde ici l'influence thermique du relief. Ce forçage est principalement connu sous le nom de brise de pente ou de brise de vallée. La Figure 1-8 en représente un schéma synthétique dans le cadre d'un chauffage différentiel entre les deux versants d'une vallée (Banta 1984; Banta 1986; Langhans et al. 2013).

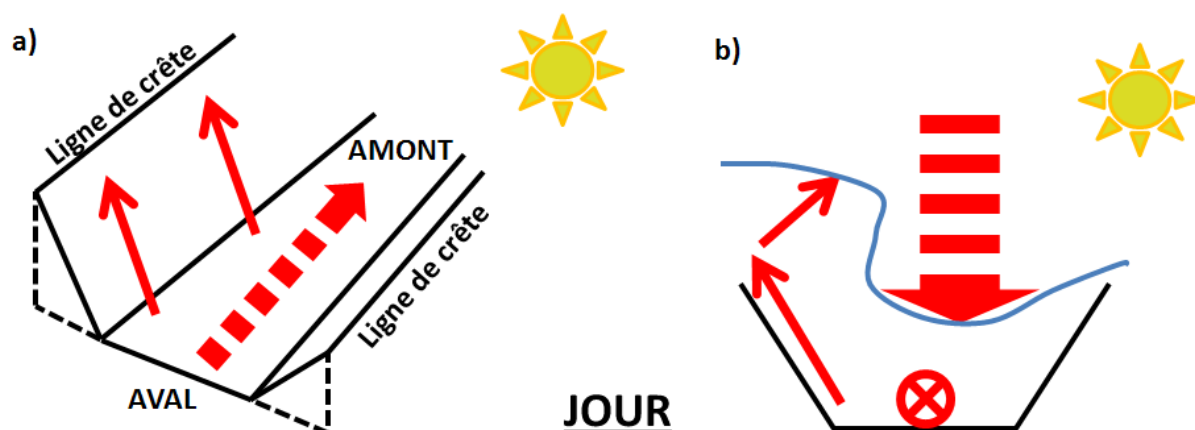


Figure 1-8 : Schéma type du forçage orographique diurne pour la convection dans le cas d'un chauffage dissymétrique de la vallée. a) Une vue en 3D. b) une coupe verticale. Sur cette coupe, la ligne bleue représente une idée de la hauteur du sommet de la couche limite.

Le moteur de la circulation d'une brise de vallée est l'instabilité convective qui se développe le long des pentes chauffées par le soleil. En effet, le sol de la pente est surchauffé au soleil et développe de l'instabilité convective. De proche en proche, un écoulement ascendant global s'organise le long de cette pente. Il s'en suit une élévation du sommet de la couche limite au-dessus de la pente chauffée au soleil. La conservation de la masse associée à cette instabilité se fait de 2 façons différentes : d'une part une subsidence généralisée le long de la pente non chauffée par le soleil et au milieu de la vallée (Schmidli et Rotunno 2012), et d'autre part une brise de vallée montante. Si le chauffage est très dissymétrique entre les deux versants la brise de vallée est faible et la subsidence bien marquée. Si les deux pentes sont chauffées au soleil de façon similaire la structure devient symétrique avec une subsidence cantonnée au milieu de la vallée et une brise de vallée plus marquée. On peut aussi noter que la subsidence contraint à l'abaissement de la hauteur du sommet de la couche limite (Figure 1-8b). Une situation inverse de brise de nuit existe, mais elle ne nous concerne pas ici puisqu'elle n'apporte aucun forçage convectif.

D'un point de vue convectif les brises agissent sur plusieurs plans. Le premier est de permettre une organisation bien structurée de la convection peu profonde et de la rendre ainsi d'autant plus puissante. Les valeurs de CIN s'effondrent donc sous les ascendances des brises de pentes. A cela, on peut ajouter une couche limite plus élevée qui permet d'atteindre plus facilement le seuil de condensation. Les crêtes ensoleillées sont en effets souvent parsemées de petits cumulus qui peuvent vite grossir en cours de journée en fonction des conditions. Enfin, une fois la situation enclenchée cette organisation permet de concentrer sur une zone plus réduite les apports énergétiques, qu'ils soient en chaleur sensible ou en chaleur latente.

1.5.3.2 L'influence du relief sur le flux

Le relief perturbe dynamiquement le flux. Celui-ci a deux possibilités : soit il passe au-dessus, soit il le contourne, les deux n'étant pas exclusifs. La façon dont il passe le relief et son comportement après le franchissement sont aussi importants pour l'étude du forçage qu'il génère (Stull 1988). Une bonne estimation de ce comportement peut être donnée par le nombre de Froude (F_r). C'est une grandeur sans dimension qui s'écrit généralement :

$$F_r = \frac{U}{N H}$$

Avec U l'ordre de grandeur du flux, N la fréquence de Brunt-Väisälä et H l'ordre de grandeur de la hauteur du relief. Une des difficultés d'application va être de connaître l'épaisseur de la couche atmosphérique sur laquelle calculer U et N . D'autre part, une fois l'épaisseur estimée, le choix des valeurs à prendre si elles sont très variables sur la verticale peut-être, lui aussi, délicat. En ce qui concerne l'effet de la flottabilité (*via* la valeur de N), les couches stables peuvent être prépondérantes sur une valeur moyenne.

La Figure 1-9 représente quelques cas typiques de F_r pour une colline isolée, modérément allongée, et avec un flux orthogonal à l'axe de la colline. Dans le premier cas (Figure 1-9a), lorsque F_r est petit, le flux contourne cet obstacle, la flottabilité négative étant trop importante pour le franchir au regard du flux. Dans tous les cas c'est une situation défavorable à la convection, car trop stable. Dans les cas intermédiaires (Figure 1-9b) une partie de l'écoulement arrive à passer au-dessus de la crête. Et ceci s'accroît à mesure que la valeur de F_r augmente. En aval du franchissement du relief des ondes se forment ; leur amplitude augmente lorsque la stabilité diminue. Comme je le montrerai ultérieurement c'est dans certains de ces cas, avec un nombre de Froude déjà assez grand et une CIN limitée, que les ondes arrivent à forcer la convection en permettant des ascendances et l'atteinte du point de condensation sous les crêtes d'onde. Enfin, dans les cas où F_r est grand (Figure 1-9c), l'essentiel du flux passe au-dessus de la crête montagneuse. Juste à l'arrière de la montagne un décrochement produit un rotor qui est très favorable à la convection en générant une convergence de basse couche juste sous le vent du relief (zone A sur la figure), avec une dépression relative. On parle de convection sous le vent, mais elle a parfois du mal à se déclencher si le flux est trop fort et le cisaillement de vent trop marqué au niveau de la crête (voir le chapitre 1.6.2). En revanche, plus loin en aval, la subsidence n'est plus très favorable à la convection (zone C). En cas de très faible stabilité statique, de la turbulence peut aussi se déclencher en aval (zone D) et n'a pas d'influence sur le forçage. Si le profil est quasiment neutre (stabilité statique quasi nulle, d'où F_r qui tend vers l'infini), l'ascendance au vent ou au sommet de la crête peut jouer le rôle de forçage (zone B), notamment en permettant d'atteindre le point de condensation. Dans ce type de situation le flux devient très turbulent en aval du franchissement.

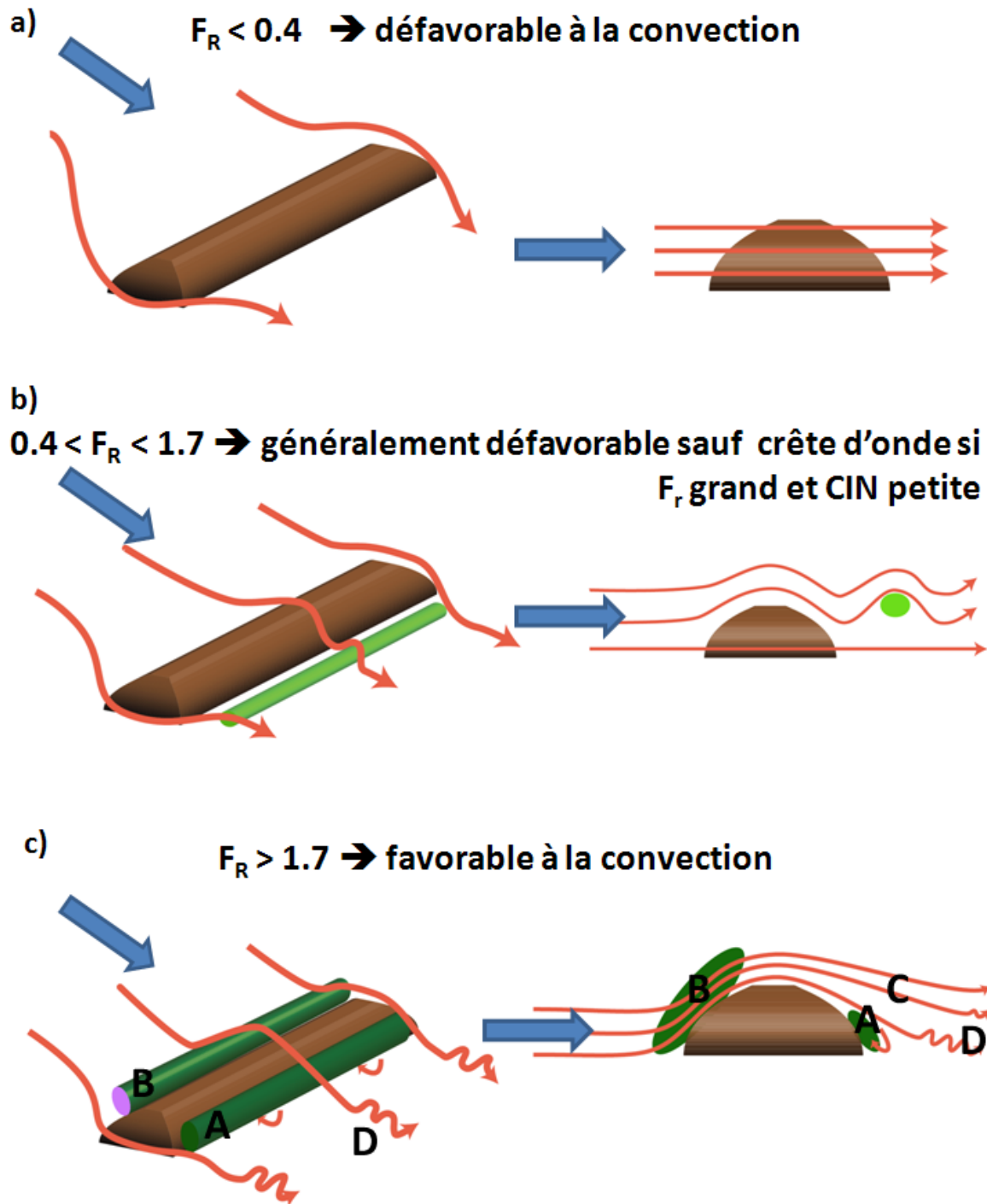


Figure 1-9 : Franchissement du relief, nombre de Froude et forçage convectif. Vue 3D à gauche et vue en coupe à droite pour trois cas (a), b) et c)) typiques de nombre de Froude pour le franchissement d'un relief isolé. Les flèches bleues représentent le flux synoptique, les flèches rouges le flux perturbé par le relief, et les surfaces vertes les zones potentiellement favorables au forçage convectif (voir le texte). Figure adapté de (Stull 1988).

L'exemple présenté ici répond à un modèle théorique. Dans la pratique les situations sont souvent plus complexes (Baopu 1995; Smolarkiewicz et Rotunno 1989; Smolarkiewicz et Rotunno 1990; Thielen et Gadian 1997; Hagen, van Baelen, et Richard 2011). J'ai déjà

développé précédemment le cas de la stratification non homogène. D'autres anomalies peuvent se rencontrer. Par exemple, les Vosges sont déjà un grand massif et considérer ce dernier comme un relief isolé peut devenir critiquable. Par ailleurs lorsque le flux n'est pas perpendiculaire à la montagne le contournement en est facilité.

1.5.4 La convergence de basse couche

Les zones de convergence sont les principaux moyens de forçage de basse couche pour initier la convection au-delà de l'échelle aérologique de la turbulence. En effet, la vitesse verticale au sol étant nulle, les zones de convergence en basse couche se traduisent par des ascendances au-dessus d'elles. Finalement la description déjà donnée de la convection peu profonde au sein même de la couche limite pour franchir les seuils de CIN répond aussi à cette contrainte de convergence. On l'applique ici sur des échelles un peu supérieures. Bien souvent les effets des deux échelles peuvent d'ailleurs s'ajouter pour permettre l'éclosion locale de la convection profonde.

Les origines des zones de convergence sont multiples. Au-delà des aspects aérologiques, elles peuvent venir de l'organisation de la convection préexistante, de divers forçages orographiques, d'ondes de gravités, etc. Les campagnes de mesures permettent généralement d'étudier différents processus qui expliquent ces lignes de convergence (Wakimoto et Murphey 2010; Kalthoff et al. 2009)

1.5.4.1 La convection préexistante

Lorsque les structures convectives se mettent en place, leur organisation est le siège d'ascendances, de subsidences et donc de convergences, et de divergences. En particulier, une cellule mature produit en son sein des courants descendants liés à l'instabilité convective (Asai et Kasahara 1967), et renforcés par les précipitations et leur assèchement qui provoque un refroidissement. Ce courant plus dense s'étale au sol, parfois sous la forme d'un front de rafales, et génère une ligne de convergence à son interface. Cette ligne de convergence convective est donc capable de renforcer les ascendances à l'avant (Koch, Golus, et Dorian 1988; Mahoney 1988; Carbone et al. 1990).

Ceci est illustré par la Figure 1-10 qui représente le cas du 15 juillet 2007 sur la zone COPS.

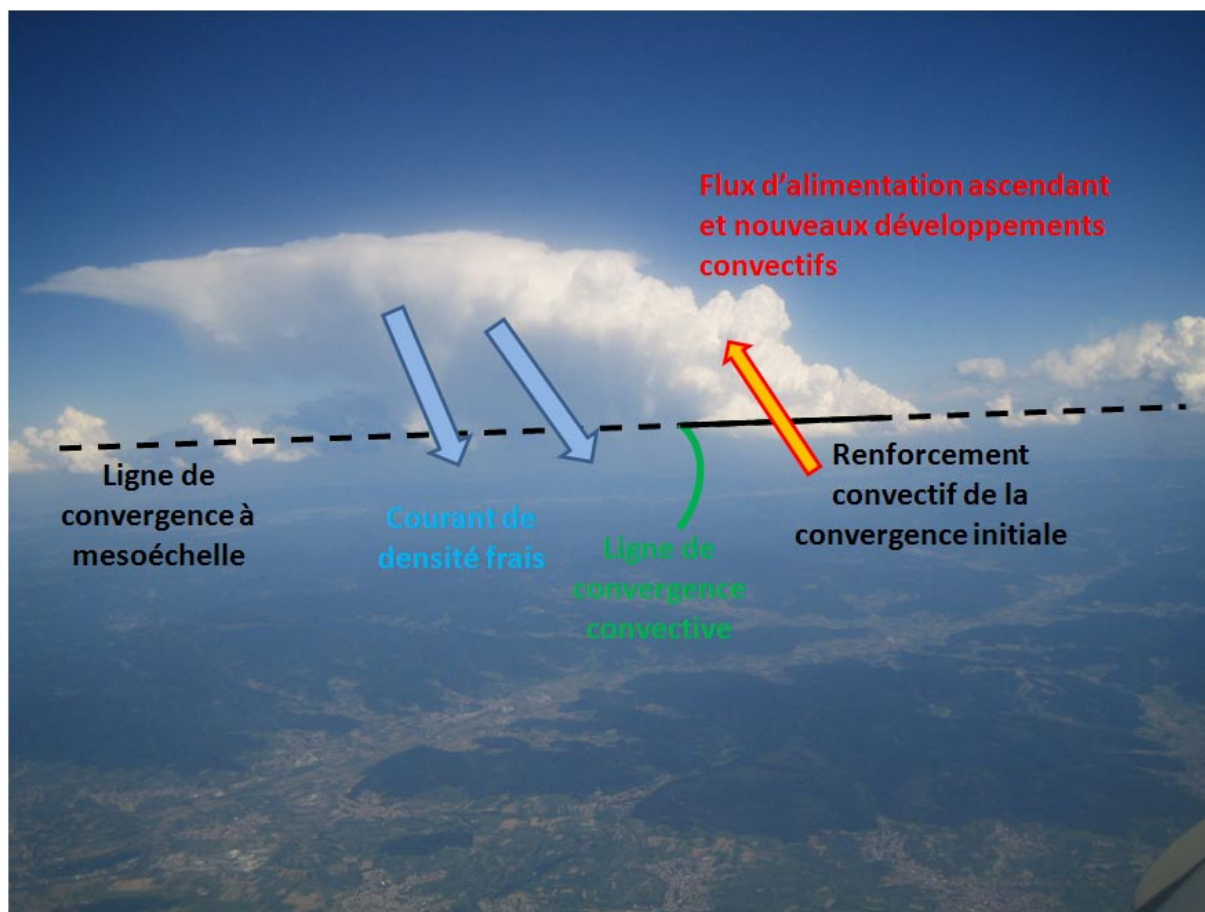


Figure 1-10 : Exemple de convergence convective lors de l'épisode convectif du 15 juillet 2007, au-dessus de la Forêt Noire, vue depuis l'avion. (photo Abdel Abchiche, DT-INSU).

On y reconnaît la ligne de convergence à méso-échelle le long de laquelle se développe plusieurs cellules plus ou moins profondes, les conditions de développement n'étant pas optimales au regard du détrainement (voir le chapitre 1.6.1.2). L'une de ces cellules a atteint un stade plus avancé en générant des précipitations significatives et un courant de densité bien marqué. Ce dernier en s'étalant au sol provoque une ligne de convergence qui renforce la convection et permet la constitution de nouvelles cellules. Les ascendances ainsi accélérées renforcent dans le même temps la ligne de convergence préexistante. Cette structure permet une auto-alimentation le long de l'axe renforcé et un franchissement très aisé de la CIN.

Les types de structures convectives sont très variés. En revanche, pour celles qui sont capables de s'auto-régénérer, les éléments clés qui permettent à ces lignes de convergence de se mettre en place sont souvent les mêmes. Les principaux sont : une séparation durable des ascendances et subsidences qui doivent coexister, un courant de densité qui atteint le sol, une ligne d'alimentation convective, etc.

1.5.4.2 Le forçage orographique

Le forçage orographique est prépondérant dans les zones de relief. Il a été longuement abordé en ce qui concerne le cycle diurne ou le forçage dynamique du flux sur le relief. Pour tous deux le passage de la CIN est facilité par des ascendances et donc des convergences de basse couche qui permettent de franchir la zone d'inhibition. Le relief est aussi responsable d'ondes de gravité qui peuvent être source de déclanchements convectifs. Cet aspect est détaillé dans le paragraphe suivant.

1.5.4.3 Les ondes de gravité

Les ondes de gravité sont des oscillations de densité présentes dans l'atmosphère. Nous ne reviendrons pas sur leur mode de formation et de propagation (Holton 2004; Markowski et Richardson 2010; Nappo 2002) mais nous allons surtout nous intéresser à leurs conséquences. Pour que ces oscillations se propagent il est nécessaire que l'atmosphère soit stable, sinon la perturbation diverge et produit de la convection. La génération de la convection par les ondes de gravité doit donc permettre de casser les conditions qui ont permis au forçage de se mettre en place. Le plus souvent les ondes de gravité se propagent dans la couche qui est responsable de l'essentiel des valeurs de CIN. C'est sous la crête d'onde, là où l'air s'est élevé et a pu atteindre le point de condensation que le forçage est le plus susceptible de se produire. L'impacte des ondes de gravité sur l'initiation de la convection est très étudié (Koch, Golus, et Dorian 1988; Kuettner, Hildebrand, et Clark 1987), ou aussi durant IHOP (Xue et Martin 2006).

La Figure 1-11 montre un exemple de convection forcée par une onde de gravité. Les ondes de gravité ne sont pas toujours visibles. Elles le sont lorsque la couche stable est humide et/ou que l'onde à une forte extension verticale. Dans ce dernier cas cette dernière est généralement due à une couche stable trop épaisse pour être forcée, ce qui est le cas correspondant à cette photo où la convection est restée piégée sous l'onde.

Dans certains cas c'est la convection elle-même qui génère des ondes de gravité au niveau de la couche stable qu'elle a perforée. On en voit un bel exemple sur la Figure 1-12.

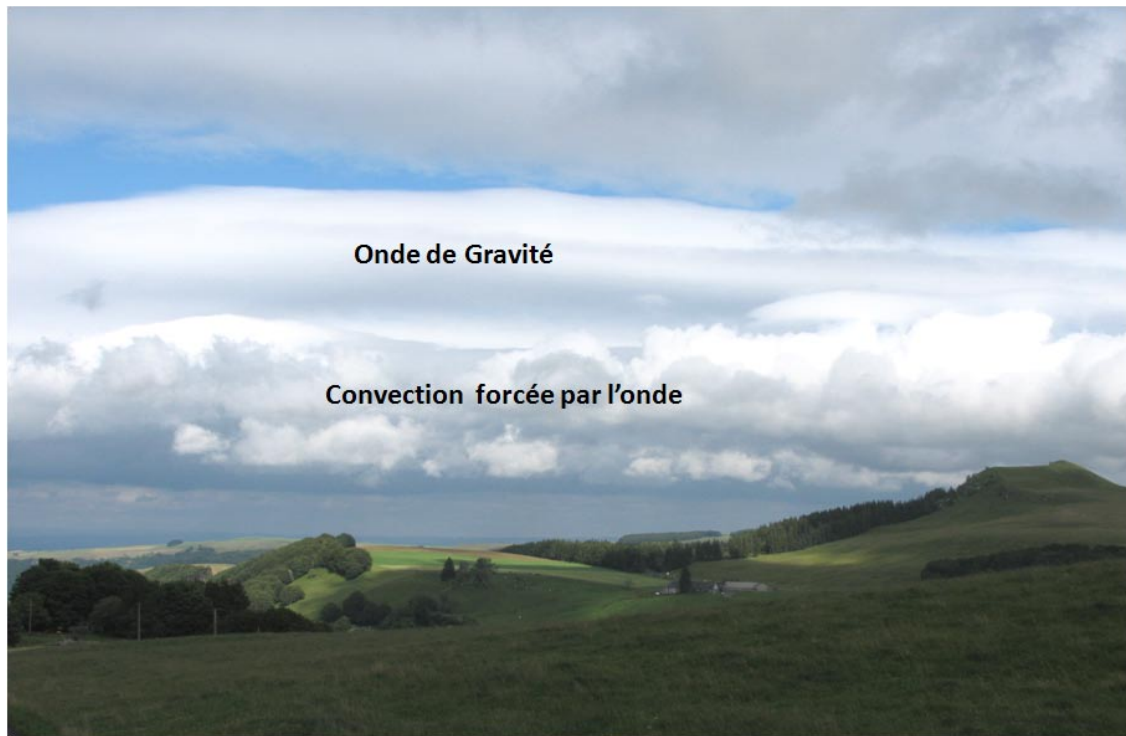


Figure 1-11 : Onde de gravité et convection forcée sous l'onde (18 juillet 2009, Puy-de-Dôme).

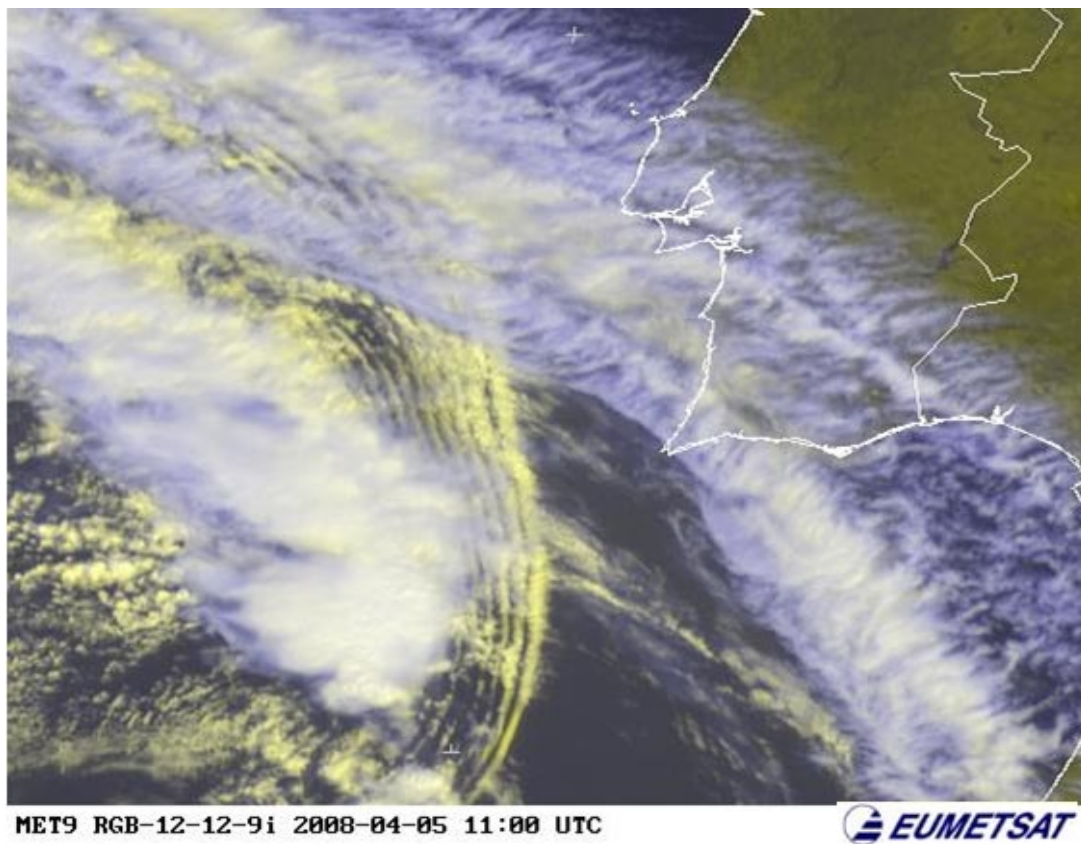


Figure 1-12 : Convection et production d'ondes de gravité. Composition colorée MSG du 5 avril 2008 à 11 TU au sud-ouest du Portugal. (Image Eumetsat : <http://www.eumetsat.int/Home/index.htm>)

1.5.4.4 Quelques autres forçages

Enfin les sources de convergence à méso-échelle aptes à générer un forçage de convection profonde sont multiples. C'est par exemple le cas de certains fronts qui sont capables de très forts gradients. Comme expliqué au chapitre 1.5.1, les fronts correspondent à des zones de convergence sous-synoptique. Le contexte est donc déjà favorable et certains phénomènes peuvent les renforcer, comme par exemple les subsidences en amont d'air sec associé à des structures de fortes PV (Andrew Russell et al. 2009; A. Russell, Vaughan, et Norton 2012).

Ce peut aussi être le cas de certains phénomènes comme les brises de mer à l'image du cas présenté Figure 1-13. (Kingsmill 1995) présente un cas similaire tandis que (Bastin et Drobinski 2006; Dalu 1978) montrent le transport de masse et de chaleur associé à ces structures.

1.5.5 Le forçage en altitude

C'est le dernier type de forçage qui sera abordé dans ce chapitre. Il rejoint certaines idées énoncées dans la partie sur les fronts (chapitre 1.5.1) et ne concerne pas le forçage de la CIN par le bas. Ce type de forçage se produit lorsque θ'_w ou θ_E est décroissante avec l'altitude. Dans ce cas, l'instabilité se met en place si un soulèvement frontal en bloc se produit et que la couche sature. Une fois l'instabilité initiée par le haut, l'énergie libérée et l'ascendance peuvent à leur tour forcer les couches plus basses en générant de la convergence. C'est ainsi que l'instabilité peut partir de l'étage moyen et gagner toute la troposphère si les conditions sont favorables. Il est ainsi possible d'observer de la convection profonde, même avec une CIN importante, si cette convection se développe jusque dans les basses couches mais ne permet pas le franchissement de la couche limite.

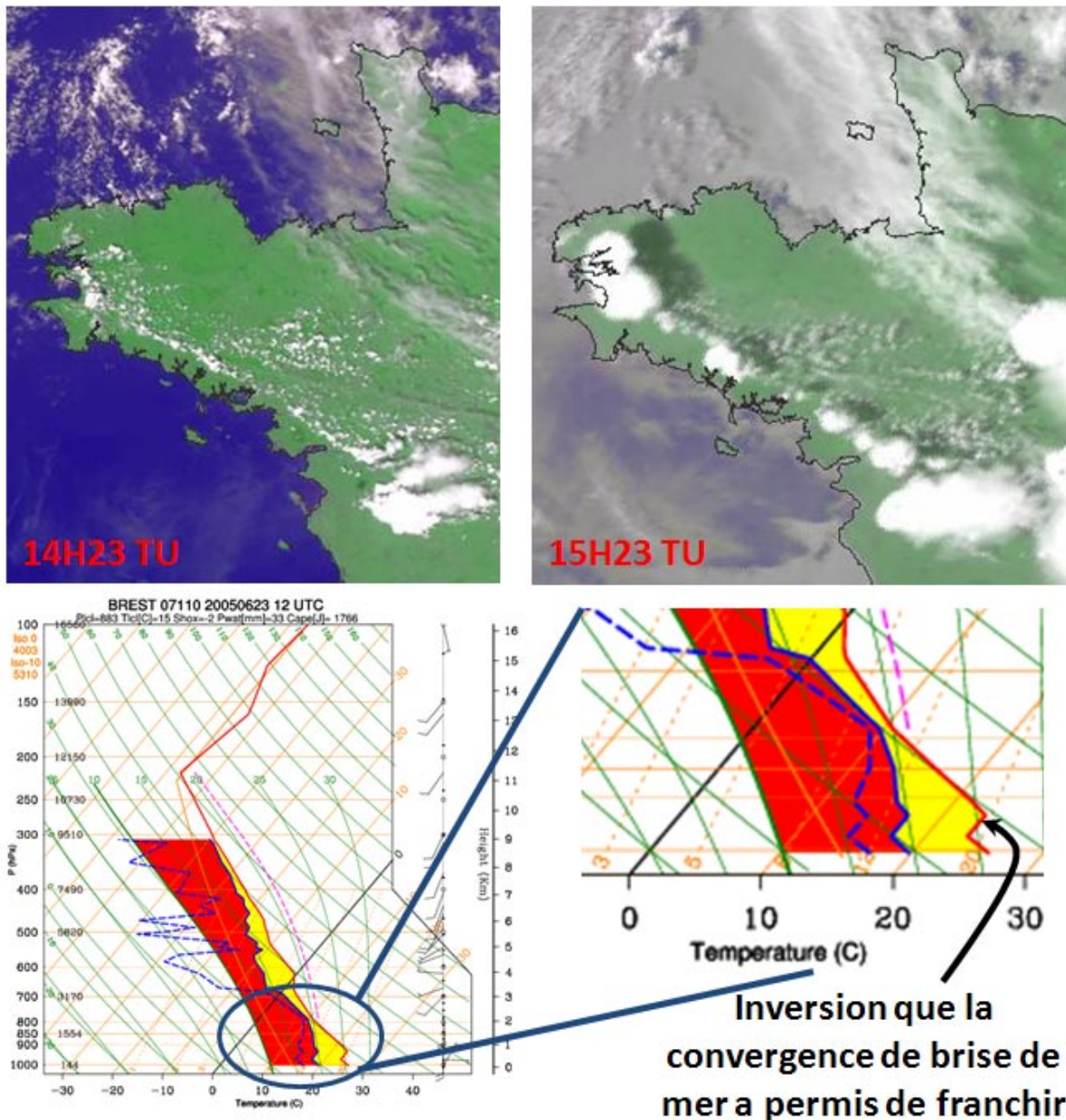


Figure 1-13 : Forçage de la couche limite par la convergence liée à la brise de mer la 23 juin 2005. Il y a 1 h d'écart entre les deux photos satellites avec une explosion de la convection profonde (canal visible des satellites défilants NOAA -National Oceanic and Atmospheric Administration- ; image : DLR - Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt -). Le sondage de 12 TU à Brest montre une inversion de couche limite très basse qui a sauté sous l'effet du forçage (zoom à droite). Sur le sondage : courbe de température en rouge, courbe de ϑ'_w en bleue continue, courbe du point de rosée en bleue discontinue, CAPE en magenta discontinue. (Sondage Météocentre : <http://meteocentre.com/toulouse/>)

1.6 Les facteurs limitant la convection profonde

1.6.1 Les couches stables au-dessus de la couche limite

Une fois la couche limite franchie la CIN ne joue généralement plus de rôle négatif sur la convection. En effet la colonne convective une fois mise en place continue de forcer la convergence de basse couche qui l'a initiée. C'est une rétroaction positive. Cependant il arrive quelques fois que le déentraînement évoqué au chapitre 1.3.2 soit particulièrement puissant et arrive à vaincre la convection qui se met en place, même si le calcul de la CAPE laisse penser à la possibilité d'une convection profonde. Beaucoup des idées et références citées dans le chapitre 1.3.2 sont donc parfaitement applicables dans ce chapitre.

Ceci est d'autant plus vrai durant la phase de croissance où les frottements et les interactions de la colonne convective par la turbulence sont au maximum. Il arrive donc parfois que la convection se retrouve bloquée, sous une inversion à l'étage moyen par exemple. Ce peut être aussi le cas d'une couche d'air particulièrement sèche, ou même, le plus souvent, les deux à la fois.

1.6.1.1 Les gradients verticaux de température

Au dessus de la couche limite l'atmosphère est parfois stratifiée en plusieurs couches. La θ'_w étant conservative à grande échelle les zones de gradient, y compris vertical, de ce paramètre marquent des masses d'air d'origines différentes. Cependant, de la stratification peut être observée au sein d'une même masse d'air. Ainsi une tranche qui a subsidé peut être brutalement plus chaude et plus sèche que les couches justes sous-jacentes.

Ce qui est considéré ici ce ne sont pas seulement les inversions au sens propre du terme, mais également les zones de plus fort gradient de température potentielle, sans qu'elles atteignent forcément le stade de l'inversion. Elles peuvent aussi générer un frein important (Bennett et al. 2006).

1.6 Les facteurs limitant la convection profonde

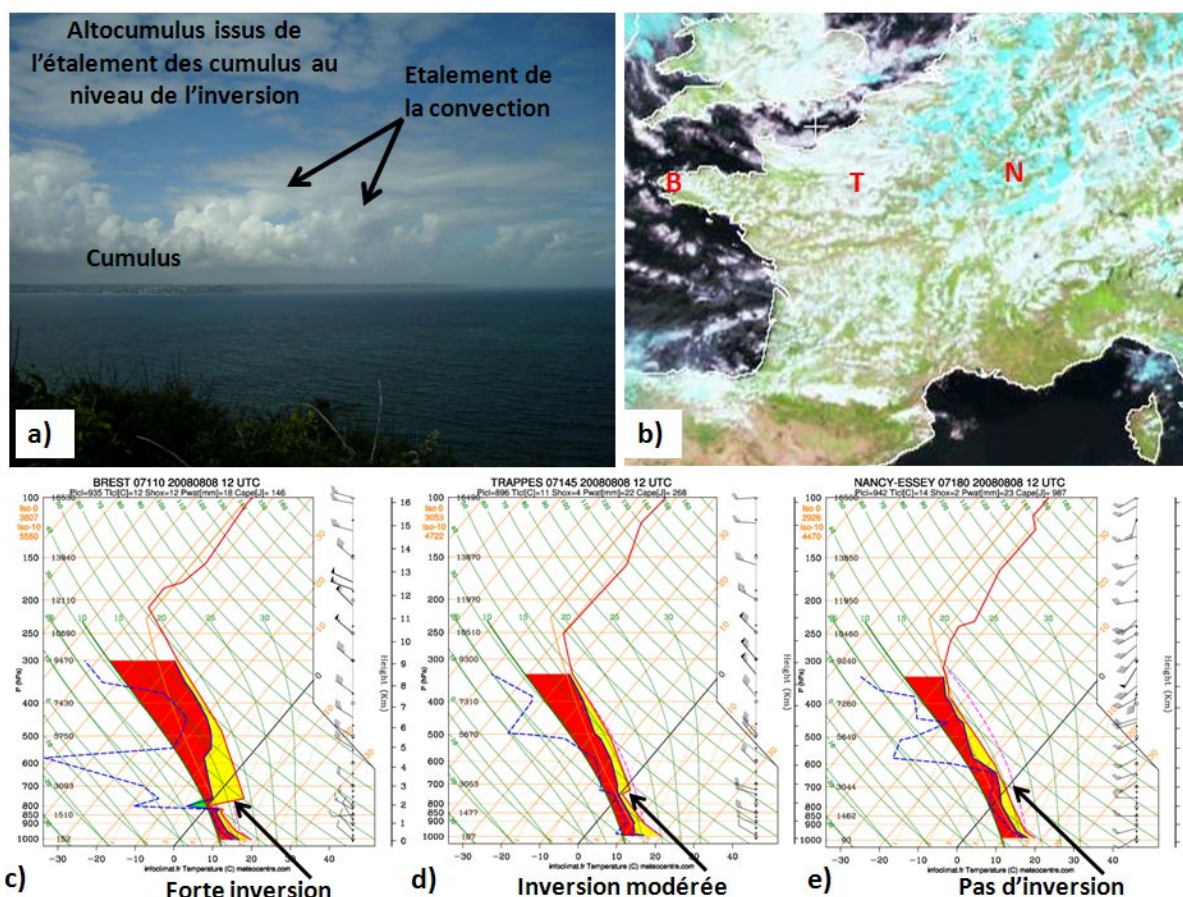


Figure 1-14 : Exemple de l'influence d'une inversion à l'étage moyen le 8 août 2008. a) Photo prise vers 11 TU dans les Côtes d'Armor qui montre l'étalement de la convection sous une couche d'inversion prononcée. b) La photo satellite est la composition colorée Meteosat Second Generation (MSG) de 12 TU (Image Eumetsat via le site d'archivage de l'Université de Dundee : <http://www.sat.dundee.ac.uk/>). Les nuages bas et moyens apparaissent en blanc, les nuages élevés avec des teintes bleutées. Seule la convection dans le nord-est de la France a pu se développer profondément. Les lettres correspondent à la position des sondages de 12 TU de Brest (c), Trappes (d) et Nancy (e) qui sont présents en bas (Sondages Météocentre : <http://meteocentre.com/toulouse/>)

La Figure 1-14 illustre un exemple caractéristique. La photo (Figure 1-14a), prise dans les Côtes d'Armor, montre l'étalement du sommet de la convection sous cette couche de forte stabilité que la convection ne peut franchir. La photographie satellite (Figure 1-14b) montre que seul le nord-est de la France est concerné par la convection profonde (sommets bleutés). La mise en relation avec l'alignement ouest-est des trois radiosondages est alors très claire. Au niveau de Brest (Figure 1-14c) l'inversion est particulièrement marquée. A Trappes (Figure 1-14d) elle est déjà beaucoup plus ténue mais ne permet toujours pas à la convection de la franchir. Le sondage de Nancy (Figure 1-14e) montre son absence, ce qui explique la présence de la convection sur l'image satellite. Toute la difficulté avec ces couches est d'estimer leurs impacts sur la convection et leur évolution au cours de la journée. De telles couches peuvent augmenter la nébulosité, et donc diminuer l'apport

énergétique solaire, ce qui est d'autant plus défavorable au franchissement ultérieur de cette couche si les conditions évoluent peu. Cette augmentation de la nébulosité est soit directement due à l'apport d'humidité sous l'inversion suite à l'étalement de la convection, soit liée à la multiplication de cellules de convection peu profondes, au contraire de cellules plus puissantes et moins généralisées.

On peut aussi souligner que si la subsidence se maintient (installation de conditions plus anticycloniques), ce type de couche stable peut descendre progressivement en altitude et devenir la future nouvelle couche limite. Par exemple, dans le cas présent, la convection peu profonde est particulièrement généralisée, rendant peu pertinente la notion de couche limite, ce qui est également confirmé par les sondages.

1.6.1.2 Les couches sèches

Les couches sèches sont souvent associées aux couches à plus forte stabilité statique puisque ces dernières sont couramment issues de subsidences. On trouve aussi des cas de couches d'air plus sec qui renforcent le détrainement (Derbyshire et al. 2011). L'humidité relative est le paramètre important pour le détrainement. Cependant, les couches plus sèches en humidité absolue le sont aussi généralement en humidité relative, et sont de surcroît associées à une forte stabilité statique à leur base. En effet, elles sont souvent produites par des subsidences d'air d'altitude, initialement sec et froid. Au cours du trajet subsidant la couche s'est réchauffée. De plus, s'il est supposé que l'humidité absolue a gardé son caractère conservatif, son humidité relative s'est beaucoup abaissée. Dans le travail de thèse je n'hésiterai donc pas à identifier les couches sèches en travaillant sur leur humidité absolue, les limites des couches présentant des gradients verticaux d'humidité très forts.

Le cas du 15 juillet 2007 représenté à la Figure 1-3 montre des aspects de détrainement par assèchement. Cet effet est particulièrement visible dans la zone A avec le nuage qui devient très diffus. Cet aspect est d'autant plus renforcé que certaines des gouttelettes en surfusion cristallisent, ce qui renforce l'aspect filandreux de ce reste de tour convective. Les zones B sur cette figure montrent les sommets des cumulus de la convection peu profonde qui deviennent eux aussi « vaporeux » en perdant leur caractéristique de choux-fleurs : c'est le signe que les sommets des cumulus tendent à s'évaporer en rentrant dans la couche sèche.

Le principe de l'évaporation pour bloquer la convection a été évoqué dans le chapitre 1.3.2 qui concerne le détrainement. L'effet de l'évaporation est particulièrement important au moment de la croissance convective car la turbulence, au sommet des têtes convectives, injecte de l'air sec à l'intérieur de celles-ci (principe de l'effet d'entraînement assez similaire à celui de la couche limite) et tend à faire évaporer, donc refroidir, ces sommets convectifs. Ceci diminue d'autant l'efficacité de la CAPE réellement utilisable. C'est ce qui explique en

partie pourquoi les têtes convectives de la zone B sur la Figure 1-3 ne croissent pas davantage.

En revanche une fois la tour convective en place, l'effet de l'assèchement n'a lieu que sur les bords du nuage ; son effet est donc plus limité, mais peut néanmoins détruire la cellule en place si celle-ci n'est pas assez robuste au regard de cet assèchement et des autres conditions. C'est ce qui s'est passé pour la zone A de la Figure 1-3.

Cependant, si les cisaillements de vent permettent un assèchement dissymétrique et concentré dans la zone de subsidence, ils peuvent au contraire renforcer l'organisation de la cellule et la rendre d'autant plus durable. Cela n'est possible que si la cellule a pu préalablement se mettre en place et dépasser ce qui était, jusque là, une contrainte à son développement.

1.6.1.3 Les subsidences d'air sec stratosphérique et de haute troposphère

Les subsidences d'air stratosphérique sont une des grandes raisons pour expliquer la présence de couche stable et sèche dans la troposphère libre. Le chapitre 1.5.1 a montré l'importance de la circulation d'altitude et des anomalies de PV dans les forçages et les circulations frontales. Ces dernières génèrent des ascendances, mais aussi des subsidences en amont de ces dernières. C'est ainsi que de l'air stratosphérique à haute PV peut subsider jusque dans les couches moyenne voire basses, en particulier s'il y a une foliation et que cet air s'infiltre sous de l'air troposphérique (Holton et al. 1995; Sprenger, Croci Maspoli, et Wernli 2003; Vaughan, Price, et Howells 1994).

L'air stratosphérique étant à la fois très stable et très sec, de telles subsidences crée de fortes inversions surmontées d'air très sec. Ces conditions d'air très défavorables à la convection sont décrites par (A. Russell et al. 2008). Il est à noter que l'air troposphérique de haute troposphère présente souvent des valeur de PV assez élever sans atteindre les valeurs stratosphériques, et que les subsidences de telle masse d'air amène également des inversions avec un gradient thermique important au niveau de l'air sous jacent qui n'a pas (ou peu) subsidé. L'air de haute troposphère est par ailleurs très sec en humidité absolu puisque les températures y sont largement négative (inférieures à -50°C). Un cas similaire sera rencontré dans le chapitre 4.2.

Il est par ailleurs utile de rappeler que si ces masses d'air de haute PV qui susident sont défavorables à la convection à leur aplomb, ce n'est pas le cas juste à la périphérie de celles-ci. En effet, comme montré au chapitre 1.5.1, si la masse d'air à haute PV reste en altitude, elle crée, dans un environnement en instabilité barocline, des ascendances en aval. Au contraire, au chapitre 1.5.4.4 on a montré que si une telle masse d'air atteint les basses couches une convergence se crée à l'avant de l'advection sèche, ce qui peut initier la

convection. La convergence qui se crée juste à l'avant peut au contraire favoriser l'initiation de la convection.

1.6.2 Le cisaillement de vent

Les cisaillements de vent sont également à double effet. Dans un premier temps ils ont un rôle inhibiteur de la convection, mais une fois cette dernière en place ils sont indispensables pour que la structure convective puisse s'organiser, perdurer et se renforcer. Des études (French et Parker 2008; Schumann et Roebber 2010; Weisman et Klemp 1984) montrent par exemple que les modes d'organisation des cellules convectives sont fortement influencée par les cisaillements de vent.

Les cisaillements interviennent mécaniquement en générant une contrainte supplémentaire sur la cellule convective. Ils peuvent être suffisamment marqués pour la déstructurer (Shirer 1980). Les cisaillements plus faibles au regard de la poussée convective peuvent, sans être directement responsables de la déliquescence de la convection, la rendre plus vulnérable au détrainement, en particulier au niveau des couches sèches.

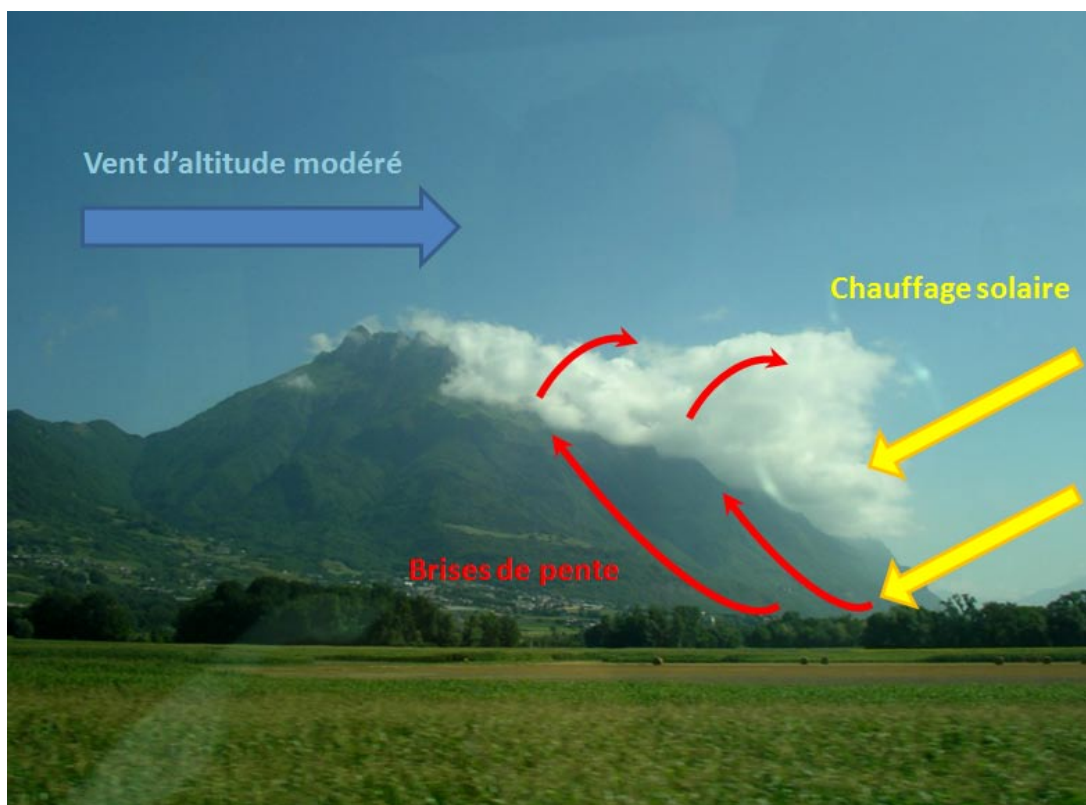


Figure 1-15 : Effet d'un cisaillement marqué sur une faible convection de brises de pente (le 30 juillet 2005, Savoie)

La Figure 1-15 montre un exemple de forçage orographique diurne perturbé par un cisaillement de vent marqué. Sans être forcément fort, le vent en altitude génère néanmoins un très gros cisaillement près de la ligne de crête. Il empêche ici l'extension verticale des

brises de pente qui sont encore trop faibles. En revanche les brises pourront franchir le cisaillement une fois qu'elles seront plus puissantes. On est ici dans le cas de brises de pente renforcées par la circulation imposée par le relief avec un nombre de Froude élevé (voir chapitre 1.5.3.2).

Les cisaillements existent aussi hors du relief, essentiellement dans les zones où un gradient de température est observé et génère de la baroclinie. Les gradients verticaux sont plus modestes dans ce cas mais concernent des couches plus épaisses.

Pour l'organisation convective, en l'absence de cisaillements les mouvements ascendants et subsidants ont tendance à se gêner mutuellement et la convection a alors du mal à s'organiser. Un cisaillement essentiellement de vitesse (peu de cisaillement directionnel) tend à privilégier la formation de lignes de grains, surtout si une dissymétrie d'humidité peut être observée. Les cisaillements hélicoïdaux sur la verticale (on parle d'hélicité) sont importants pour la redistribution du tourbillon à l'échelle de la convection et l'organisation des cellules sous forme de propagation rétrograde, voire de supercellules.

1.6.3 Les advections et la pérennité de la situation

Les conditions qui permettent à la convection de se mettre en place ne restent pas stationnaires, elles évoluent dans le temps. Les facteurs d'évolution sont multiples. Au premier rang de ceux-ci, on peut citer l'évolution diurne. Rapidement en fin d'après-midi le rayonnement solaire ne permet plus de forcer la convection. Mais les évolutions diurnes sont parfois plus complexes, notamment en cas de relief : la course du soleil dans le ciel modifie l'ensoleillement des versants du relief. Un versant orienté à l'est peut ainsi être très défavorable à la convection assez tôt en cours de journée, au contraire d'un versant orienté à l'ouest. L'évolution diurne est aussi responsable de variations de la luminosité. Ainsi une convection peu profonde trop humide peut être défavorable à l'éclosion de la convection profonde si le rayonnement solaire est trop diminué par la présence des cumulus.

Mais au-delà de ces évolutions locales ou régionales, des advections de plus grande échelle peuvent modifier les conditions en cours de journée. On peut évoquer en premier lieu des advections d'air plus sec en basse couche qui peuvent être très défavorables. Des advections d'air doux en altitude sont également défavorables à l'installation de la convection. Par ailleurs des subsidences à grande échelle vont généralement renforcer l'inhibition.

1.7 Conclusion

Ce chapitre de présentation s'est attaché à apporter le cadre nécessaire à la compréhension du travail de thèse. Ce cadre a été amené à trois niveaux différents. Le

premier, qui concerne l'essentiel du chapitre à consisté à apporter les connaissances fondamentales sur les thématiques qui sont développées ultérieurement. Le cadre de la thèse étant principalement tournée vers des études de processus, il est important de pouvoir les remettre dans leur contexte tant causal que consécutif au phénomène étudié. Le second niveau est apporté par les références généralistes qui permettent au lecteur d'approfondir les points qui ne peuvent être développés précisément dans ce chapitre qui se veut général. Enfin le troisième niveau est apporté par un certain nombre d'études de références et d'articles plus récents qui permettent de connaître l'état de l'art dans les différents thèmes abordés.

Si le début de ce chapitre s'est concentré sur les fondements thermodynamiques de l'atmosphère, les notions principales de convections ont pu être abordées. L'origine de l'inhibition atmosphérique et les processus qui permettent de la vaincre ont ensuite été abordés. En effet, le thème principal de travail de thèse consistant à décrire des cas de non convection via l'influence de couches sèches, cette absence de convection provient soit d'une inhibition trop forte et/ou de forçage pour la surmonter trop faibles. Il faudra donc analyser ces deux aspects et les mettre en balance l'un par rapport à l'autre.

2 La campagne COPS et les données utilisées

2.1 Introduction

La campagne internationale Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) s'est déroulée durant l'été 2007 sur une zone s'étendant au-dessus des reliefs des Vosges, de la Forêt Noire, et du Jura Souabe, entourant la vallée du Rhin (Figure 2-1). Cette zone a été choisie car elle est sujette l'été à des orages souvent violents, conduisant parfois à des crues 'éclair', et qui sont assez mal prévus par les modèles météorologiques (Rotach et Arpagaus 2006). L'objectif de COPS est donc d'identifier les processus physiques et chimiques intervenant dans le cycle de vie des systèmes précipitants, allant des situations pré-convectives jusqu'à l'évolution post-convective, dans le but d'améliorer les performances de prévision de ces systèmes dans les modèles.

La première partie de ce chapitre résume les aspects principaux de cette campagne, autant au niveau de ses objectifs que du dispositif instrumental général mis en place durant la période d'observation. Il est aussi présenté les principaux enseignements qui ont été tirés de cette campagne. Les différents aspects sont abordés par (Volker Wulfmeyer et Behrendt 2007), (Richard et al. 2009), (Volker Wulfmeyer et al. 2011) et (Volker Wulfmeyer et al. 2008). La seconde partie décrit les principaux instruments qui ont été utilisés pour analyser la situation météorologique à méso-échelle au cours du travail de thèse, en particulier les différents lidars et le réseau GPS. Ces instruments ont été complétés par d'autres données issues de radiosondages, d'un profileur de vent ou de l'imagerie satellite. Enfin, la dernière partie aborde quelques aspects techniques concernant les simulations numériques du modèle Méso-NH qui ont été utilisées.

2.2 La campagne COPS

2.2.1 Les objectifs de la campagne

L'objectif principal de la campagne est l'amélioration de la prévision quantitative des précipitations dans un contexte de relief moyen. L'effort principal d'observation est tourné vers cet objectif. Les précipitations convectives sont une source importante d'erreurs dans les modèles météorologiques, même à haute résolution, du fait du nombre important de processus impliqués et de leurs interactions. Ces erreurs de modélisation peuvent être dues

à la fois à une mauvaise représentation des processus dans le modèle, et également à une mauvaise description de l'état initial de l'atmosphère au début de la prévision.

L'amélioration de la connaissance de l'état initial de l'atmosphère est un sujet à lui tout seul qui n'est pas traité ici. Cela consiste à assimiler un certain nombre d'observations dans les modèles afin d'avoir un état initial le plus proche possible de la 'réalité'. Des efforts sont mis actuellement pour assimiler certaines observations moins conventionnelles (par exemple radar, lidar, GPS...) mais cela reste encore compliqué et localisé. Ce qui nous intéresse dans cette thèse consiste plutôt à mieux comprendre les processus physiques afin, à terme, de contribuer à l'amélioration des modèles. Cette amélioration peut passer par une augmentation de la résolution de la maille, rendue possible par l'augmentation récente des puissances de calcul des ordinateurs, mais cela ne résout pas tout. Même si le nombre de processus paramétrisés est moins important à haute résolution, - en particulier, la paramétrisation de la convection n'est actuellement plus utilisée dans les modèles en mode prévision pour les courtes échéances - beaucoup de processus le sont encore (par exemple : microphysique, turbulence, rayonnement...) et les interactions entre eux, souvent mal comprises, vont jouer un rôle essentiel dans le cycle de vie du système précipitant. Ces interactions vont dépendre des situations ou des zones dans lesquelles elles se produisent (influence du relief, des caractéristiques de la surface, de l'influence de la grande échelle...).

Pour répondre à l'objectif global de l'amélioration de la quantification des précipitations orographiques, il y a donc un volet observation et un volet numérique à la campagne. A l'image de ce travail de thèse, la compréhension physique des processus s'appuie principalement sur la partie observation de la campagne, éventuellement complétée par des éléments de modélisation une fois que ceux-ci ont été validés pour les aspects étudiés. Quatre groupes de travail ont donc été constitués :

- Le premier d'entre eux concerne l'initiation de la convection, principalement sur ses aspects à haute résolution pour la localisation spatio-temporelle. Sont concernées par cette thématique aussi bien l'observation que la modélisation. Les objectifs concernent l'environnement pré-convectif, avec les forçages d'altitude ainsi que les forçages de la surface à petite échelle liés à l'orographie et à l'hétérogénéité des sols de manière générale (incluant donc l'hétérogénéité des flux de chaleur, eux-mêmes liés aux caractéristiques des sols).
- Le second groupe de travail concerne l'étude des aérosols et de la microphysique, et en particulier l'exploration des liens entre les deux. Ce groupe travaille aussi sur les aspects classiques de la microphysique nuageuse et précipitante, donc en particulier la turbulence nuageuse, les interactions entre les différentes phases de l'eau, les processus physico-chimiques des gouttelettes, cristaux de glace et aérosols nucléogènes.

- Le troisième groupe de travail étudie plus finement les processus de précipitation et le cycle de vie de ces dernières. Un des objectifs prioritaires est de cerner avec plus de précision le rôle de l'orographie dans le développement et l'organisation des cellules convectives. Le lien avec la microphysique est aussi une question essentielle, notamment pour se rapprocher des aspects de modélisation, en particulier pour les processus de grêle et de graupel. Les distributions en taille des gouttelettes et la répartition avec les phases glacées ont bénéficié d'une attention particulière, ainsi que la bipolarité entre les parties convectivement instables et les parties stratiformes des ensembles convectifs.
- Enfin, le dernier groupe de travail aborde plus précisément l'assimilation de données et la prédictibilité. Il est donc davantage centré autour de la modélisation. Les études de prédictibilité sont importantes pour identifier les thèmes de modélisation qui sont le plus source d'erreur ou qui ont la plus grande influence sur les développements convectifs futurs. Ce sont donc sur ces thématiques que les efforts d'amélioration des modèles ou d'assimilation des données doivent être les plus importants.

Notons qu'en plus des thèmes traités dans les quatre groupes de travail, d'autres axes d'étude plus en marge de l'objectif principal ont pu profiter de l'infrastructure instrumentale, logistique et scientifique : c'est par exemple le cas des inter-comparaisons instrumentales qui ont pu être effectuées (comme par exemple (Bhawar et al. 2011)).

2.2.2 Dispositif général de la campagne d'observations

La campagne COPS s'est déroulée sur les mois de juin, juillet et août 2007. La zone d'étude principale couvre les Vosges, la Forêt Noire, la Vallée du Rhin entre les deux, et le Jura Souabes (Figure 2-1).

La campagne a pu s'appuyer sur l'ensemble des stations d'observation des réseaux météorologiques déjà présentes sur la zone d'étude. De plus le réseau a été renforcé, principalement au nord de la Forêt Noire (en jaune sur Figure 2-2). Certaines stations ne mesurent que la pluviométrie, d'autres mesurent aussi les données de température, d'humidité et de pression à 2 m ainsi que le vent à 10 m, tandis que d'autres encore sont plus complètes et mesurent la température à différents niveaux, l'humidité du sol, les flux de chaleur...

La campagne s'est aussi appuyée sur le réseau radar Doppler opérationnel couvrant la zone COPS. Il a été complété par le radar polarimétrique à exploration volumique Poldirad qui couvre très bien l'axe des supersites, et par des radars plus spécifiques tels que le radar bande X sur l'ouest des Vosges ou le radar TARA pour la microphysique en Forêt Noire. Le réseau de détection de la foudre a été renforcé pour obtenir une meilleure résolution

verticale, en particulier sur l'axe des supersites (Figure 2-4) et la zone couverte par le radar Poldirad.

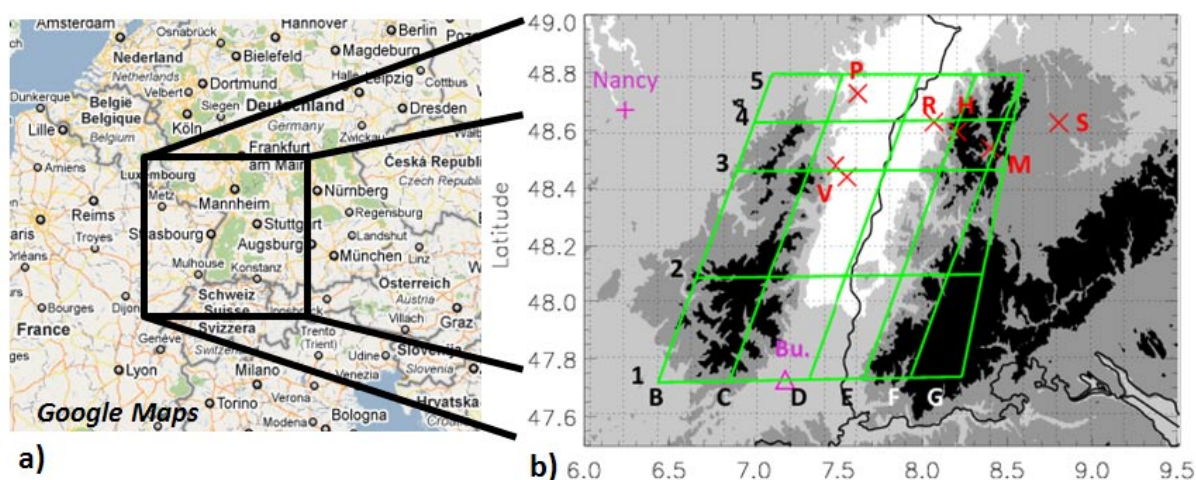


Figure 2-1 : a) Carte de l'est de la France et Allemagne. Le carré noir correspond au domaine d'étude COPS. b) Zoom du domaine d'étude COPS. En rouge sont représentés les différents supersites d'observation (Vosges (V) à Meistratzheim, Rhin Valley (R) à Achern, Hornsgrinde (H), Murg Valley (M), Stuttgart (S) à Dornstetten) ainsi que le radar Poldirad du DLR (P). En violet sont représentées les stations de sondages et mesures au sol de Nancy et Burnhaupt (Bu.). En vert est représenté le plan de vol du Falcon 20 du CNRS.

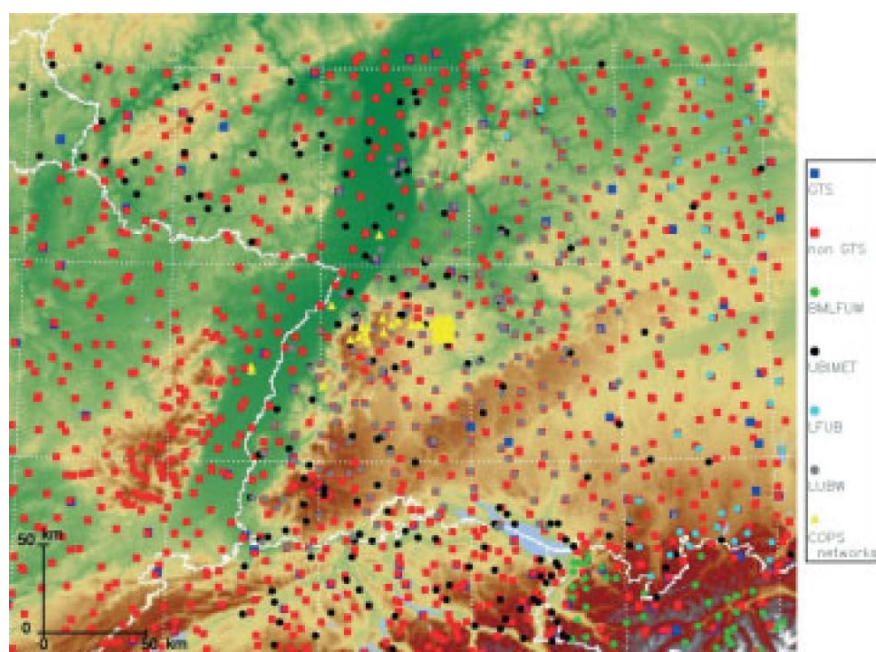


Figure 2-2 : Réseau des stations pluviométriques au sol. Celles en jaune ont été spécifiquement ajoutées pour la campagne COPS.

Parmi les données moins conventionnelles, le réseau GPS a été au centre des attentions (Figure 2-3). Le réseau existant a été nettement densifié sur la zone d'étude. Les efforts réalisés pour densifier le réseau ont permis d'obtenir d'une part une variabilité spatiale plus précise des quantités intégrées de vapeur d'eau, d'autre part un champ tridimensionnel relativement précis de la vapeur d'eau en utilisant la tomographie (méthodologie présentée dans le chapitre 2.3.3.1).

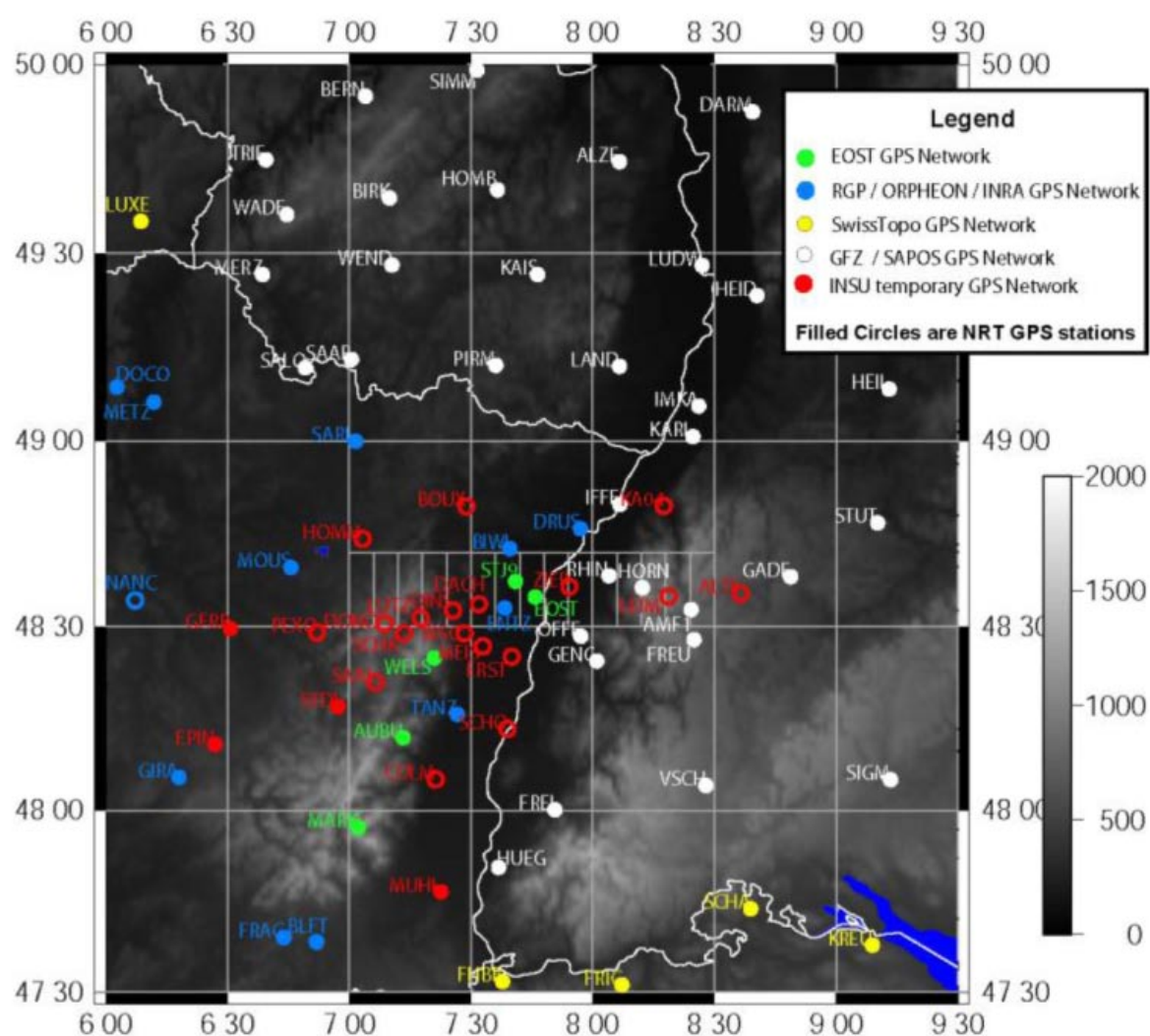


Figure 2-3 : Réseau des stations GPS pendant la campagne COPS. Différents réseaux sont préexistants à la campagne et les stations en rouge sont celles qui ont été ajoutées spécialement pendant la campagne. Le quadrillage central blanc représente les mailles utilisées pour le calcul de la tomographie.

La partie nord du relief est particulièrement documentée avec un axe approximativement ouest-est de supersites d'observations allant des Vosges à l'est de la Forêt Noire. Un supersite est un site sur lequel un grand nombre d'instruments est regroupé permettant d'avoir des observations de divers paramètres colocalisées. Les supersites présentent en effet des instruments variés pour sonder l'atmosphère d'une part

(radiosondage, radar, lidar, sodar, profileur de vent), et pour avoir des données in-situ complètes d'autre part (turbulence, mesure de flux, mesure de rayonnement, état des sols, concentration et nature des aérosols, etc.). La centralisation des instruments sur des supersites permet aussi de faciliter les intercomparaisons entre les différents instruments. La Figure 2-4 décrit l'ensemble des instruments installés sur chacun de ces supersites.

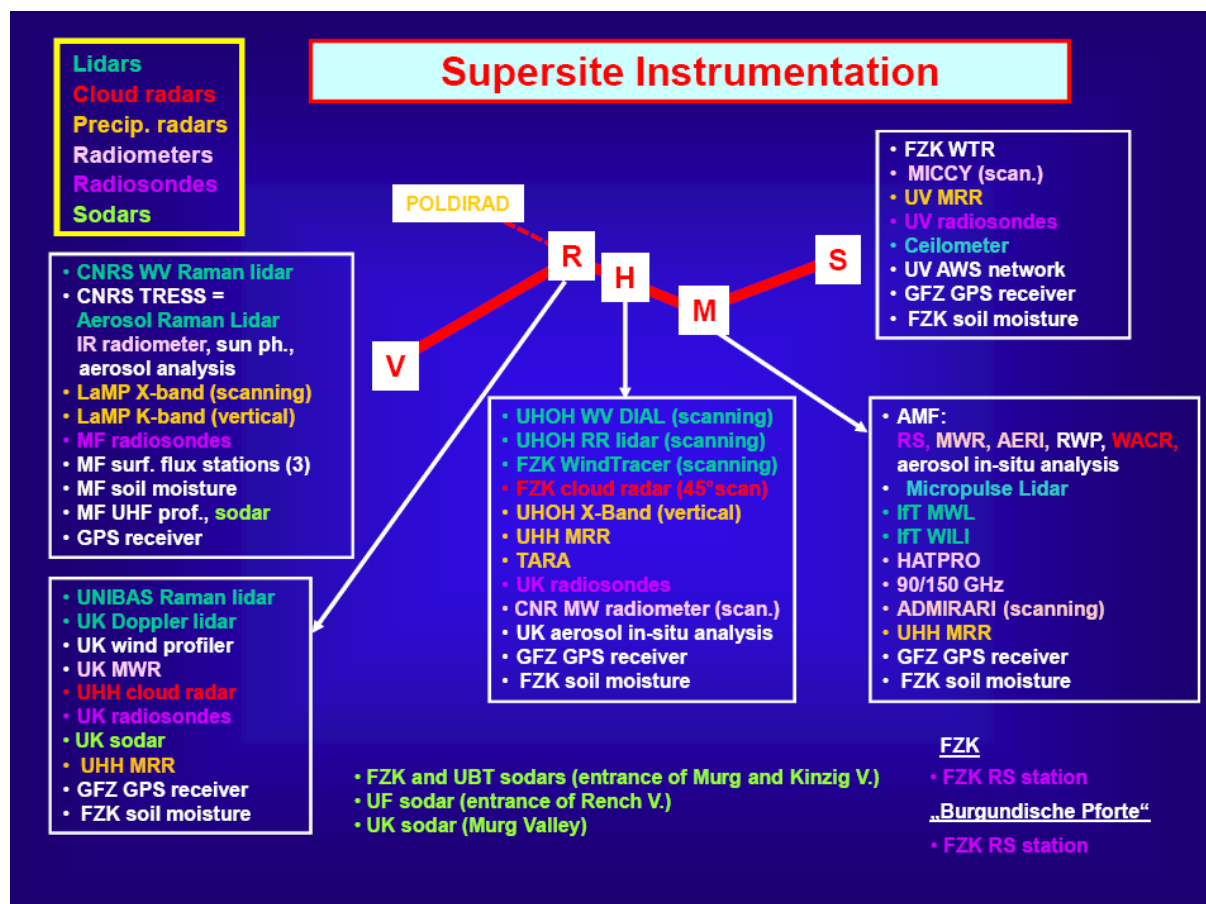


Figure 2-4 : Distribution des différents instruments sur les supersites d'observation. Chacun de ces sites est assorti d'une station au sol.

L'intérêt de cet axe particulièrement documenté est multiple. Il permet d'avoir un diagnostic zonal sur les conditions atmosphériques entre les Vosges et la Forêt Noire, qui peuvent être parfois très différentes. Les relevés le long de cet axe permettent d'étudier plus finement les phénomènes qui s'y déroulent. Ainsi les phénomènes observés peuvent être décrits sous plusieurs angles, ce qui facilite grandement l'approfondissement de l'étude des processus. Le réseau GPS a été particulièrement densifié au niveau de cet axe afin d'y avoir une résolution horizontale plus élevée.

Enfin, pour compléter le dispositif au sol décrit précédemment, des vols avions ont été réalisés sur le domaine. Ces opérations aéroportées ont constitué une part importante du dispositif expérimental déployé pendant COPS. Plusieurs avions ont pris part à la campagne. Le Falcon 20 du Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR, Centre

Aérospatial Germanique), qui embarquait un lidar vapeur d'eau et un lidar vent, permettait également des lâchés de dropsondes et des mesures in-situ de l'atmosphère. Le Falcon 20 du Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement (SAFIRE) embarquait le lidar vapeur d'eau LEANDRE2 et a aussi permis de lâcher des dropsondes, et de réaliser des mesures in situ météorologiques et de rayonnement. Deux avions plus petits, un ULM et un dirigeable permettaient des mesures in situ météorologiques, de turbulence, de flux, de chimie atmosphérique ou encore de microphysique. Les vols avions le long de l'axe des supersites ont permis d'obtenir une meilleure vision spatiale des anomalies observées sur les supersites et de les relier à la vision temporelle relevée sur les sites d'observation.

De plus, la campagne COPS a pu bénéficier du mode Rapid Scan Service (RSS) de l'European organisation for the exploitation of METeorological SATellites (EUMETSAT) sur Meteosat Second Generation 8 (MSG-8) qui permet d'obtenir des données du satellite à une fréquence accrue (5 minutes dans le cas présent) sur une bande de latitude réduite.

Dans le cadre de la campagne, une Période d'Observation Générale (POG, ou GOP en anglais) a été mise en place pendant un an sur la base des données opérationnelles allemandes afin d'obtenir le contexte annuel. La campagne en elle-même s'est déroulée sur les mois de juin, juillet et août. Cependant les instruments, tout comme les ressources numériques pour la modélisation, se sont mis en place progressivement. Les tables complètes pour chaque instrument sont disponibles dans le « COPS Field Report » (Volker Wulfmeyer et Behrendt 2007). Globalement l'essentiel du dispositif était opérationnel entre début juillet et mi-août.

Un enregistrement continu des données est fait durant l'ensemble de la période de la campagne. Lorsque la situation météorologique rentre dans le cadre d'étude de la campagne, des Périodes d'Observations Intensives (POI, ou IOP en anglais) sont mises en place. Sur l'ensemble de la campagne, il y a ainsi eu 18 événements sur un total de 37 jours qui ont bénéficié d'un renforcement du système d'observations. A cela il est possible d'ajouter 8 Périodes d'Observations Spéciales (POS, ou SOP en anglais) qui concernent des missions additionnelles ne relevant pas directement de la problématique principale. Durant les POI, l'effort supplémentaire d'observation porte essentiellement sur l'utilisation des moyens aéroportés et un renforcement de la fréquence des sondages.

2.3 Les données d'observation utilisées

2.3.1 Introduction

Pour bien comprendre les processus mis en jeu dans les situations étudiées dans le cadre de ma thèse, j'ai voulu exploiter au mieux la synergie instrumentale offerte par le

réseau d'observations mis en place dans cette campagne. J'ai donc eu l'occasion de travailler avec les données de divers instruments qui m'ont permis, d'une part d'identifier du mieux possible les processus en jeu durant le cas d'étude du 15 juillet en m'intéressant à un maximum de paramètres physiques et de points de vue géographiques, et d'autre part de faire des comparaisons de processus avec la modélisation.

Les lidars ont été particulièrement utilisés, que ce soit des lidars sol (rétrodiffusion ou vapeur d'eau) ou celui embarqué dans le Facon 20 (LEANDRE2, lidar Differential Absorption Lidar (DIAL) vapeur d'eau). Une partie de ce chapitre est donc consacrée au fonctionnement des lidars et aux caractéristiques plus spécifiques de ceux utilisés ici. L'autre type d'informations très utilisées dans ce travail provient des données GPS qui permettent d'avoir une bonne description de l'humidité dans l'atmosphère. Les méthodes de reconstruction des quantités intégrées et des profils sont détaillées dans ce chapitre. Enfin, la suite de ce chapitre aborde plus rapidement les autres types de données utilisées : profileur de vent, radiosondage, station au sol ou encore imagerie satellite.

2.3.2 Les données LIDAR

2.3.2.1 Quelques bases sur le fonctionnement d'un LIDAR

Le Light Detection And Ranging (LIDAR) est un instrument de télédétection active qui utilise une source de rayonnement artificiel pour envoyer une onde dans l'atmosphère. Comme dans le cas de la télédétection passive, il s'agit de détecter les caractéristiques (longueur d'onde, puissance, polarisation, etc.) du rayonnement qui est renvoyé vers le détecteur par les particules atmosphériques. En fonction des données collectées, de leurs traitements et de leurs mises en perspective par rapport aux modèles physiques, on en déduit des informations sur le milieu que le rayonnement a traversé en analysant les interactions de l'onde avec ce milieu. Voici deux références pour aller plus loin sur les principes du lidar (Measures 1992) et sur le rayonnement (Liou 2002).

Le lidar fonctionne sur un principe similaire à celui du radar sauf qu'il diffère essentiellement par les longueurs d'ondes utilisées. Le radar émet principalement dans les longueurs d'ondes comprises entre quelques millimètres et quelques mètres tandis que le lidar émet de l'UV à l'IR (jusque 10 à 12 μm) en passant par le visible. Dans le cas du lidar l'émission se fait généralement via un LASER, ce qui est un gage de précision spectrale (raie d'émission fine), de stabilité, de puissance, de cohérence de phase et de maîtrise géométrique du faisceau.

La télédétection se base sur une source pulsée. Un pulse est envoyé puis le signal rétrodiffusé est réceptionné (Figure 2-5). En connaissant le temps entre l'émission et la réception du signal on en déduit la distance à laquelle il a été diffusé via la vitesse de propagation du rayonnement électromagnétique dans le milieu. Ceci peut s'écrire :

$$d = \frac{c \cdot n (t_1 - t_2)}{2}$$

avec : d la distance (en m) sur laquelle s'est produite la rétrodiffusion, c la vitesse de la lumière dans le vide (en m.s^{-1}), n l'indice optique du milieu, t_1 et t_2 respectivement les dates d'émission et de réception du signal.

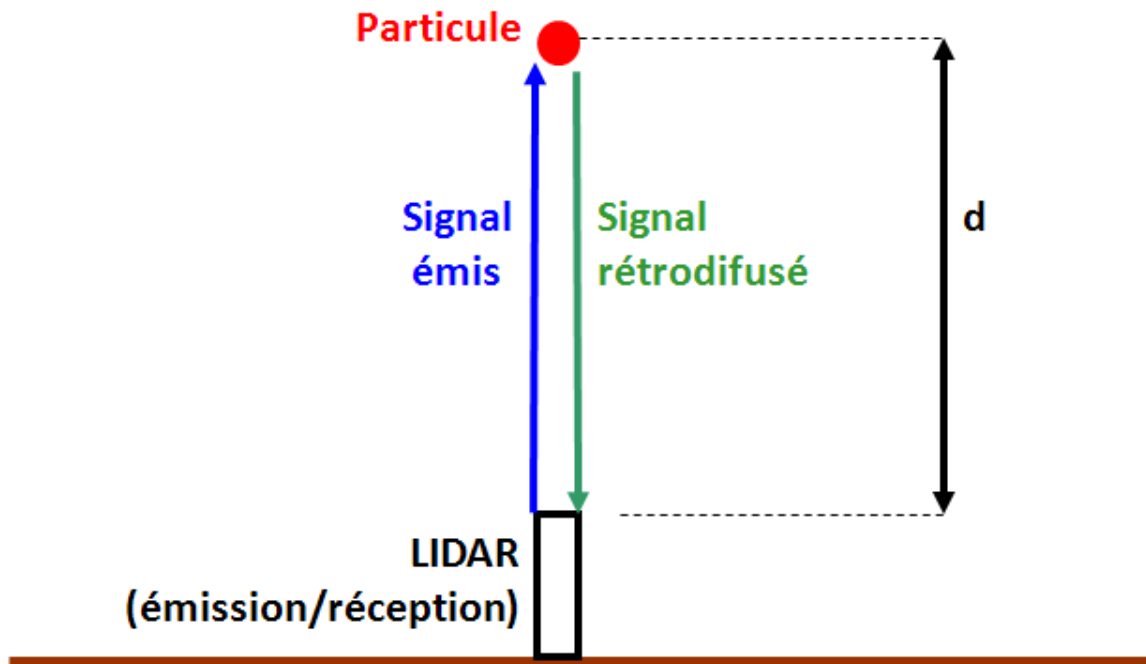


Figure 2-5 : Schéma de principe de mesure par lidar.

L'apport de la télédétection active est de plusieurs ordres. En effet, d'une part, comme on l'a déjà souligné, on peut maîtriser les caractéristiques du signal émis. D'autre part, grâce à l'utilisation de la source pulsée, on est capable d'obtenir une résolution verticale très importante. Le corollaire de cette possibilité de faire un profil vertical, c'est de pouvoir étudier les couches peu denses de l'atmosphère sans se faire « éblouir » par les autres couches aux épaisseurs optiques plus importantes, tant que le signal n'est pas complètement atténué.

Le choix de la longueur d'onde repose sur le fait qu'une onde interagit avec un corps à partir du moment où ce corps a une taille de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde du rayonnement (du moins pour avoir une rétrodiffusion efficace). Disons qu'il ne faut pas, pour que la rétrodiffusion soit significative, que la taille de la particule soit trop petite devant la longueur d'onde du rayonnement. Classiquement, les longueurs d'onde d'émission des lidars sont comprises entre 300 et 1000 nm.

Le lidar émet donc une onde électromagnétique dont une partie est rétrodiffusée après interaction avec les différents composants atmosphériques (molécules, aérosols, gouttelettes nuageuses, ...) qu'elle rencontre. Cette réponse est détectée et l'amplitude du signal révèle la concentration du composant étudié et/ou sa taille, tandis que le calcul chronométrique renseigne sur sa répartition spatiale. Dans un premier temps on étudie le cas d'une diffusion élastique, sans changement de fréquence des photons incidents, mais on peut déjà noter que certains lidars peuvent détecter des fréquences distinctes de celle de l'onde incidente, caractéristique des molécules rencontrées : ce sont les lidars Raman. C'est une des méthodes pour étudier les profils de vapeur d'eau, nous y reviendrons un peu plus bas.

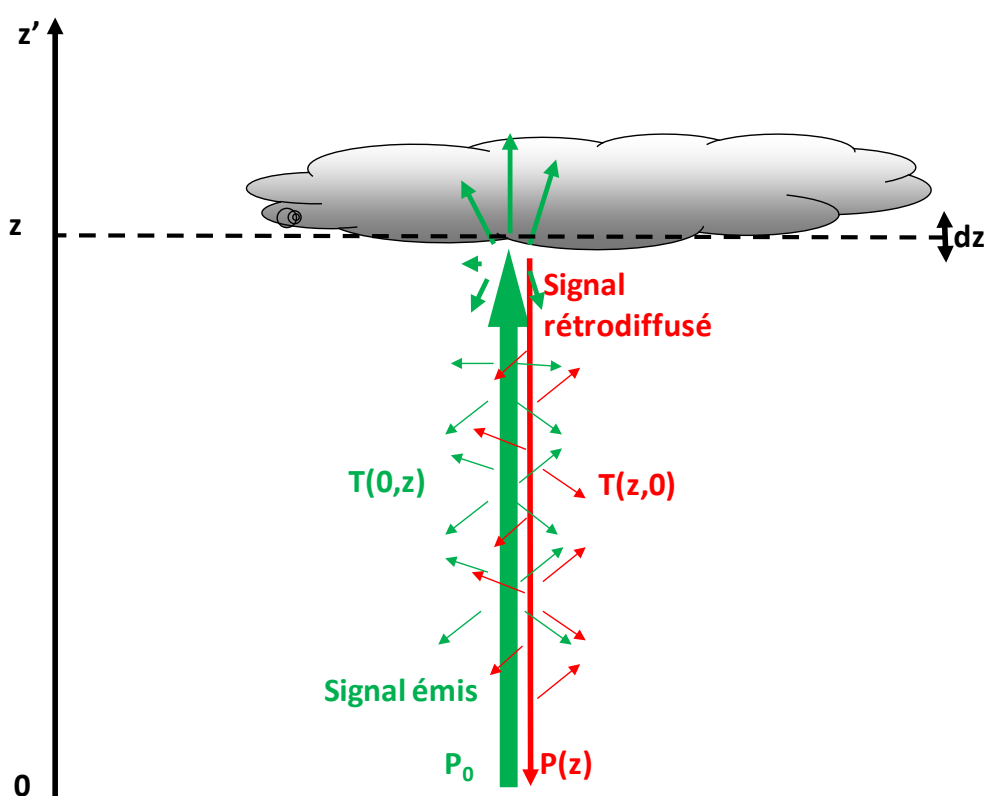


Figure 2-6 : Equation du transfert radiatif dans le cas du lidar.

Un rayonnement qui se propage dans un milieu subit des interactions avec celui-ci. La puissance reçue dépend donc de la puissance émise et de la transmission qui elle-même dépend de l'absorption et de la diffusion (Figure 2-6). Dans le cadre du lidar, on peut écrire la puissance reçue par le récepteur après réception d'une onde de puissance initiale P_0 rétrodiffusée par une couche au niveau moyen z :

$$P(z) = P_0 \cdot T(0,z) \cdot \beta(z) \cdot T(z,0)$$

avec $P(z)$ la puissance issue de la couche au niveau moyen z reçue par le récepteur, P_0 la puissance émise au niveau 0, $T(0,z)$ et $T(z,0)$ respectivement la transmission de la couche

entre le niveau 0 d'émission-réception et le niveau z et entre le niveau z et le niveau 0, et $\beta(z)$ le coefficient de rétrodiffusion lidar. Par ailleurs, il y a toutes les raisons de penser que : $T(0,z) = T(z,0)$. On peut noter que le $\beta(z)$ est faible : seule une toute petite partie du signal est rétrodiffusée.

La Figure 2-7a représente le signal de référence, qui correspond à un air parfaitement clair où seule la diffusion de Rayleigh est présente. Ce signal visualise l'équilibre hydrostatique de l'atmosphère. Le signal rétrodiffusé diminue avec la traversée des couches d'épaisseur optique importante. Il faut donc en tenir compte dans le traitement du signal, comme le montre le schéma de la Figure 2-7b. Lorsque les nuages sont optiquement trop épais, le signal est tellement perturbé après le passage du nuage que seul du bruit est visible : aucun signal clair ne peut être capté dans ces conditions pour les altitudes supérieures à celle du nuage. Le signal est totalement atténué.

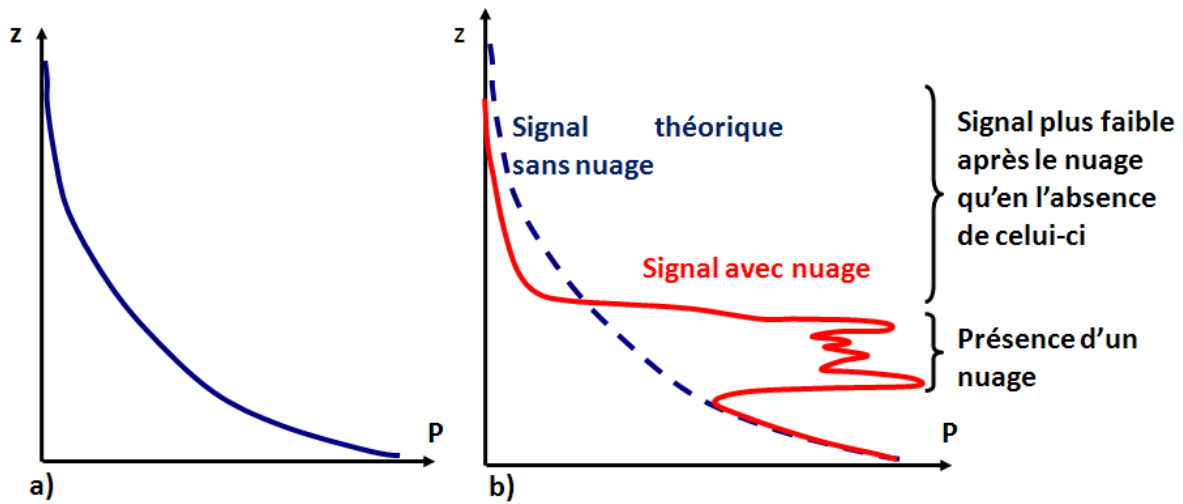


Figure 2-7 : a) Signal de référence en fonction de l'équilibre hydrostatique. b) Influence de l'épaisseur optique sur le signal de rétrodiffusion.

Il est aussi possible de jouer sur la polarisation du signal. Le rayonnement est émis suivant une polarisation rectiligne qui est usuellement appelée parallèle. Après interaction avec le milieu, et selon les caractéristiques des particules rencontrées, la polarisation du signal émis est plus ou moins modifiée. Comme le détecteur mesure la polarisation dans les deux directions (Figure 2-8), on peut alors calculer le taux de dépolarisation du milieu ΔP tel que :

$$\Delta P = \frac{I_{r\text{-orthogonale}}}{I_{r\text{-parallèle}}}$$

avec $I_{r\text{-parallèle}}$ et $I_{r\text{-orthogonale}}$ respectivement l'intensité des composantes parallèle et orthogonale de la polarisation du signal retour rétrodiffusé.

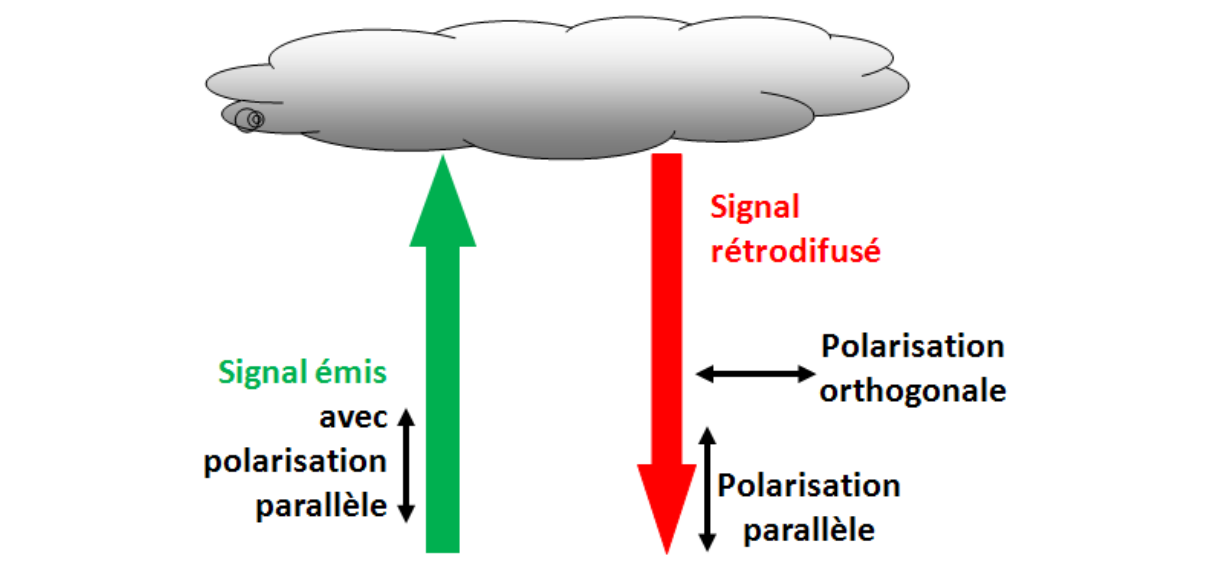


Figure 2-8 : Schéma de principe de la polarisation avec l'utilisation d'un lidar.

Le taux de dépolarisation tend vers zéro pour les particules sphériques alors qu'il est différent de zéro pour les particules non sphériques. Les petites gouttelettes d'eau nuageuses sont presque sphériques et donnent par conséquent un taux de dépolarisation très faible au rayonnement qu'elles rétrodiffusent. Il en va tout autrement pour les cristaux de glace qui sont très anguleux et engendrent donc des taux de dépolarisation très importants. Les aérosols ont une réponse un peu plus variable qui dépend du type d'aérosols et de l'humidité relative de l'atmosphère. En effet, si l'air est humide (en humidité relative), alors les aérosols hydrophiles absorberont un peu d'eau, deviendront plus gros, et surtout, diminueront leur taux de dépolarisation.

Jusqu'à présent il était considéré uniquement le signal rétrodiffusé élastique, qui permet d'avoir des informations sur la taille et la concentration des aérosols ou particules d'eau liquide ou glace sur un profil. Or les lidars permettent également d'obtenir des informations sur le profil de vapeur d'eau grâce à deux techniques bien distinctes : l'émission Raman, qui fait appel à des propriétés de physique atomique, et le lidar dial qui utilise directement les propriétés du signal lidar avec les bandes d'absorption des molécules. Il existe également d'autres types de lidar, comme par exemple le lidar vent qui utilise les propriétés Doppler avec des tirs Laser sur les axes d'une base orthonormée dans les trois dimensions, ou le lidar de température en étudiant également des propriétés du signal Raman.

Le lidar Raman utilise la propriété de la diffusion inélastique Raman. Cette diffusion est un phénomène quantique au sein des molécules avec une excitation des niveaux de vibration et de rotation des molécules qui provoque un transfert d'énergie entre le rayonnement et les molécules. La diffusion qui en résulte entraîne une différence entre la longueur d'onde du rayonnement incident et le signal diffusé. Chaque molécule possède sa

propre signature de raies Raman, ce qui permet de l'identifier. Par exemple, la vapeur d'eau excitée à 355 nm émet une raie Raman à 408 nm tandis que le diazote émet une raie Raman à 387 nm. Ainsi, le laser émet à 355 nm et le lidar réceptionne les deux longueurs d'onde des signaux Raman. Il est ôté le signal de fond (celui de la lumière ambiante, hors pulse laser) afin d'obtenir réellement le signal Raman pour la vapeur d'eau (P_{H_2O}) et l'azote (P_{N_2}). Le rapport entre les deux signaux permet d'obtenir le rapport de mélange, en supposant qu'entre les deux longueurs d'onde (très proches) les aérosols se comportent de façon homogène. Il faut tenir compte d'un facteur correctif lié à l'instrument ($Coef_{lidar}$) et d'un facteur de température ($Coef_{Temperature}$) car les raies Raman sont légèrement dépendantes de la température. Le profil de température moyen de l'atmosphère donne une bonne première approximation, qui peut être améliorée avec des profils issus de radiosondage ou de modélisation. Finalement le rapport de mélange peut s'écrire :

$$r(z) = Coef_{lidar} \cdot \frac{P_{H_2O}(z)}{P_{N_2}(z)} \cdot Coef_{temperature}$$

On note que le signal Raman de la vapeur d'eau est très faible, ce qui nécessite des moyennes temporelles relativement importantes pour avoir un signal correct.

Le lidar dial utilise les propriétés des bandes d'absorption comme signature des espèces chimiques. La vapeur d'eau a, par exemple, une bande située autour de 730 nm. Chaque bande est constituée de raies très proches, la raie centrale étant la plus absorbante, les raies périphériques étant de moins en moins absorbantes. Le Laser envoie deux tirs sur des bandes spectrales très proches, l'une d'entre elles, le signal « on », est centrée sur une des raies d'absorption tandis que l'autre, le signal, « off », est située en dehors de ces raies, mais à une faible distance spectrale. L'intérêt de prendre des longueurs d'onde proches est de minimiser la différence de comportement vis-à-vis des aérosols. Il faut aussi veiller à ne pas choisir des longueurs d'onde d'absorption d'une autre molécule, pour n'être sensible qu'au seul effet de la molécule recherchée. Le signal lidar utilise le rapport entre les deux voies qui est directement relié à l'absorption par la molécule de fréquence du signal « on ». Le choix de la raie d'absorption du signal « on » dépend de la quantité intégrée de vapeur d'eau : il ne faut pas qu'une quantité trop importante de signal soit absorbée, sinon les couches éloignées sont bruitées car le signal devient trop faible ; et inversement il faut que l'absorption soit suffisamment importante pour pouvoir observer une différence entre les deux signaux « on » et « off », surtout pour les niveaux secs. L'avantage de cette technique est qu'elle est auto-calibrée et qu'il n'y a pas besoin de connaître très précisément la puissance lumineuse émise par le Laser, contrairement à la technique Raman. En revanche le lidar doit être extrêmement bien calibré en longueur d'onde qui doit être exactement centrée sur la raie d'absorption. Le signal « off » donne une bonne information sur la rétrodiffusion aérosol.

2.3.2.2 *Le lidar aéroporté LEANDRE2*

Le lidar LEANDRE2 (Lidars aéroportés pour l'Etude des Aérosols, des Nuages, de la Dynamique, du Rayonnement et du cycle de l'Eau) est le lidar du LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales) / INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) embarqué sur le FALCON 20 de SAFIRE. La description est donnée dans (Bruneau, Quaglia, Flamant, Meissonnier, et al. 2001; Bruneau, Quaglia, Flamant, et Pelon 2001). C'est un lidar dial destiné principalement à l'étude de la vapeur d'eau, mais aussi capable de produire des profils en aérosol sur sa voie off. Il est capable de tirer au zénith et au nadir. Le signal est suffisamment sensible pour une observation au nadir entre 5 ou 6 km d'altitude et le sol ; c'est la solution qui a été retenue pendant la campagne. La résolution verticale de l'instrument est d'environ 300 m et la résolution horizontale est de l'ordre de 0,5 à 5 km en fonction de la constante de temps utilisée pour la moyenne. L'erreur sur les mesures est généralement inférieure à 10 % (comprise le plus souvent entre $0,05 \text{ g.kg}^{-1}$ et $0,4 \text{ g.kg}^{-1}$) (Bruneau, Quaglia, Flamant, Meissonnier, et al. 2001; Bruneau, Quaglia, Flamant, et Pelon 2001).

Le lidar Leandre2 utilise la bande d'absorption de la vapeur d'eau comprise entre 727 et 736 nm. Il fonctionne grâce à un laser flash avec un cristal d'alexandrite. La distance spectrale entre les deux pulses est d'environ 0,44 nm. Ces deux pulses sont séparés de 50 μs et chaque double pulse est répété avec une fréquence de 10 Hz. La fréquence d'acquisition permet une résolution verticale de 15 m qui est ensuite moyennée pour réduire le bruit. La longueur d'onde du signal « on » est généralement choisie à 730,4 nm ou 731,2 nm pour respectivement des contenus intégrés de vapeur d'eau de 18 ou 28 kg.m^{-2} .

2.3.2.3 *Le lidar sol BASIL*

Le lidar BASIL est le lidar développé à l'Université de Basilicata en Italie (P. Di Girolamo et al. 2004; Paolo Di Girolamo, Summa, et Ferretti 2009; P. Di Girolamo et al. 2009). C'est un lidar Raman qui s'installe au sol et vise au zénith. Il permet principalement d'établir des profils de vapeur d'eau, mais il est aussi capable de détecter des aérosols, avec plusieurs longueurs d'onde et taux de dépolarisation, ainsi que d'obtenir le profil de température.

Le lidar est capable d'enregistrer le signal numérique avec une résolution de 30 m, mais pour limiter le bruit, un temps d'intégration est appliqué jusqu'à obtenir une résolution d'environ 150 m. De même, les pulses sont envoyés à une fréquence de 20 Hz, mais pour réduire le bruit le signal doit être moyenné sur au moins 1 mn la nuit et 5 mn le jour où les sources lumineuses parasites sont bien plus importantes. Les erreurs sont généralement inférieures à 10 % pour les données de jours et à 2 % pour les données de nuit, et ceci jusque 4 km d'altitude.

Ce système lidar est équipé d'un laser Nd-YAG qui émet donc à 1064 nm. Un doubleur et un tripleur de fréquence permettent des émissions à 532 et 355 nm. Le système de réception est capable de mesurer la rétrodiffusion aux trois longueurs d'onde émises, le coefficient d'extinction à 355 et 532 nm, ainsi que les taux de dépolarisation sur ces deux longueurs d'onde. De plus, les mesures de signal sur les raies Raman de la vapeur d'eau à 407 nm et sur le diazote à 387 nm permettent de calculer le rapport de mélange en vapeur d'eau.

2.3.2.4 Le lidar sol TReSS à Meistratzheim

Le lidar Transportable Remote Sensing Station (TReSS) est un mini lidar développé par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) / Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) (voir (Cuesta et Flamant 2004; Loth, Cuesta, et Flamant 2004; Cuesta, Flamant, et Flamant 2008)). La station TReSS est une station mobile au sol dans laquelle se trouvent, outre le mini lidar, un photomètre solaire, une caméra d'observation du ciel, un radiomètre dans l'IR, un pyranomètre et une station météorologique avec notamment un anémomètre ultrasonique pour la mesure du vent en 3D.

Le signal du lidar TReSS est émis par un Laser Nd-YAG à 1064 nm associé à un doubleur de fréquence qui permet un signal à 532 nm. Les mesures sont faites sur 4 voies : la rétrodiffusion à 1064 nm, les composantes parallèle et perpendiculaire à 532 nm et une mesure à 607 nm (signal Raman de l'azote mais qui ne permet pas la mesure des profils de vapeur d'eau).

Ce lidar sera essentiellement utilisé pour ses profils de rétrodiffusion en aérosols qui portent la signature de couches d'air différentes, y compris en terme de rapport de mélange, et de la couche limite.

2.3.2.5 Le lidar sol d'Hornisgrinde

Le lidar UHOH (University of HOHenheim) est un lidar dial développé par l'université d'Hohenheim en Allemagne (voir (Andreas Behrendt et al. 2009)). La campagne COPS a été sa première sortie pour une campagne internationale. Bien que ce lidar puisse réaliser des balayages pour une exploration volumétrique de l'atmosphère, pour l'étude du 15 juillet 2007 il a été utilisé uniquement en observation zénithale. Par sa mesure dial, ce lidar est notamment orienté vers la production de profils de vapeur d'eau.

Il est capable d'une résolution jusqu'à 1 s et d'une résolution effective de 30 m. Pour limiter le bruit, une intégration du signal sur 5 mn est souvent faite. Le Laser Ti-Saphir émet entre 815 et 820 nm à une fréquence de 250 Hz.

Les erreurs sur les mesures sont généralement inférieures à 10 % ou $0,1 \text{ g.kg}^{-1}$.

2.3.3 Les données GPS

2.3.3.1 GPS et tomographie

Le GPS est utilisé depuis longtemps pour étudier l'atmosphère. Initialement l'observation permettait principalement la restitution de quantités intégrées de vapeur d'eau. Actuellement, grâce à la densification des réseaux d'observation, les méthodes tomographiques pour restituer des profils verticaux se développent de plus en plus. Le principe de base est le même dans les deux cas. L'idée est de connaître parfaitement l'emplacement d'une station GPS et de calculer le temps de trajet du signal émis par le satellite entre lui et cette station et de le comparer au temps théorique. L'écart (calculé en temps) est entre autres lié à la quantité intégrée de vapeur d'eau contenue dans le trajet du signal électromagnétique entre le satellite et le récepteur GPS.

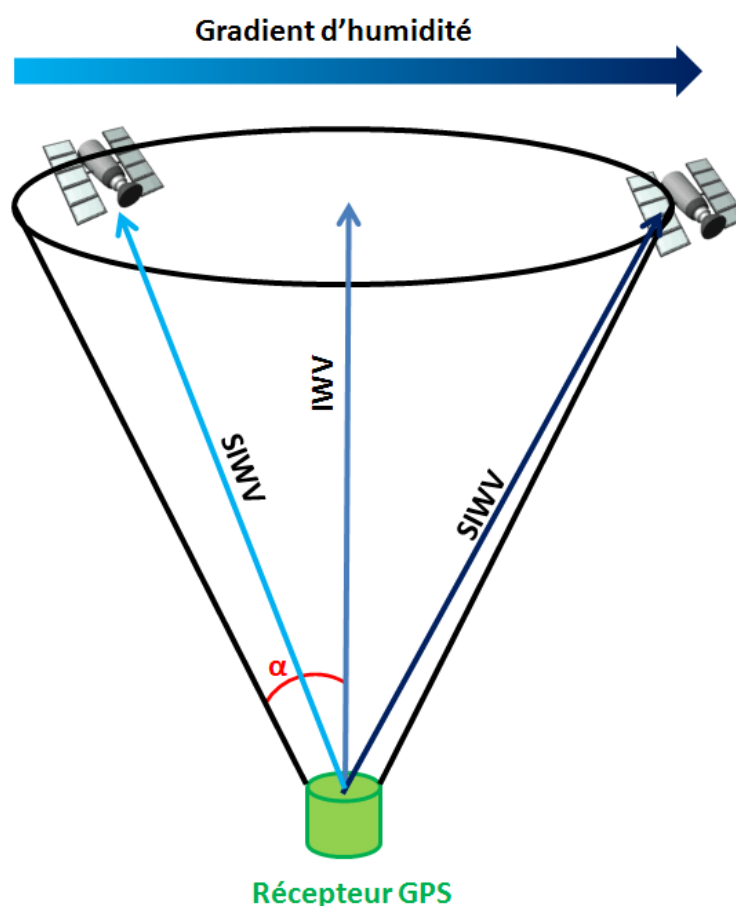


Figure 2-9 : Schéma représentant les différentes grandeurs mesurées par GPS, notamment les quantités intégrées zénithales (IWV) et les quantités intégrées dans la direction des satellites (SIWV). D'après (Champollion et al. 2005).

Le calcul des quantités intégrées zénithales de vapeur d'eau (traditionnellement notées IWV pour Integrated Water Vapor) se fait en moyennant l'ensemble des données des délais des satellites qui passent dans un cône d'angle α (Figure 2-9). Le délai du signal GPS

correspond à l'augmentation de temps du signal GPS par rapport au vide spatial (milieu d'indice optique valant 1).

En connaissant précisément la position d'une station GPS il est donc possible d'estimer le délai supplémentaire lié à l'atmosphère. Ce délai peut être décomposé en une composante hydrostatique qui dépend principalement de la densité atmosphérique, et une composante humide, celle qui nous intéresse, liée à la vapeur d'eau dans l'atmosphère. La composante hydrostatique a été formulée par (J. L. Davis et al. 1985). Le calcul de l'IWV se fait grâce à une relation de proportionnalité entre cet IWV et la composante humide du délai GPS. Le coefficient a été formulé par (Bevis et al. 1992). Il fait intervenir la température qui peut être connue sur la base d'une moyenne climatologique ou, de façon plus réaliste, en s'aidant de profils issus de sondages avoisinants ou de modélisations. C'est selon cette méthode que sont obtenues les quantités intégrées de vapeur d'eau.

Les profils verticaux sont réalisés en poussant plus loin l'utilisation des délais, non plus zénithaux, mais dans la direction des satellites. Ces derniers permettent de calculer des résidus par rapport à la valeur zénithale. En tenant compte de l'angle il est possible de calculer des gradients horizontaux d'humidité (Niell 1996; James L. Davis et al. 1993). Il est ainsi possible de retrouver les quantités intégrés obliques (SIWV pour Slant Integrated Water Vapor).

Le principe de la tomographie est expliqué sur la Figure 2-10. Le problème est dit « mal posé » puisque, globalement, il y a plus de données que d'inconnues, mais localement c'est parfois l'inverse. On note donc ici l'importance d'avoir un réseau de GPS le plus dense possible pour permettre d'une part d'avoir les mailles les plus fines possibles, mais aussi pour tenir compte de l'effet « pellicule mince » de l'atmosphère avec une dimension verticale très faible au regard de son ordre de grandeur horizontal.

Le modèle de tomographie prend donc en entrée les délais zénithaux et les gradients horizontaux d'humidité pour reconstruire dans un premier temps les SIWV grâce à la méthode d'(Emardson et Derks 2000). Pour contourner le problème mal posé et éviter les dérives, il faut partir sur des profils 'à priori' lors de l'initialisation du processus. Ce sont généralement des profils issus de radiosondages. Une méthode similaire à celle de l'assimilation de données est ensuite appliquée en passant par l'inversion de matrice avec un filtre de Kalman. Le filtre de Kalman permet de suivre l'évolution temporelle du champ de vapeur d'eau. Le modèle produit en sortie le champ de vapeur d'eau en g.m^{-3} à chaque point de sa grille.

On peut aussi signaler que les délais obliques ou zénithaux en fonction du système d'assimilation sont directement assimilés par les modèles qui disposent d'un cycle d'assimilation (De Pondeca et Zou 2001; Boniface et al. 2009; Yan et al. 2009; Zus et al. 2008).

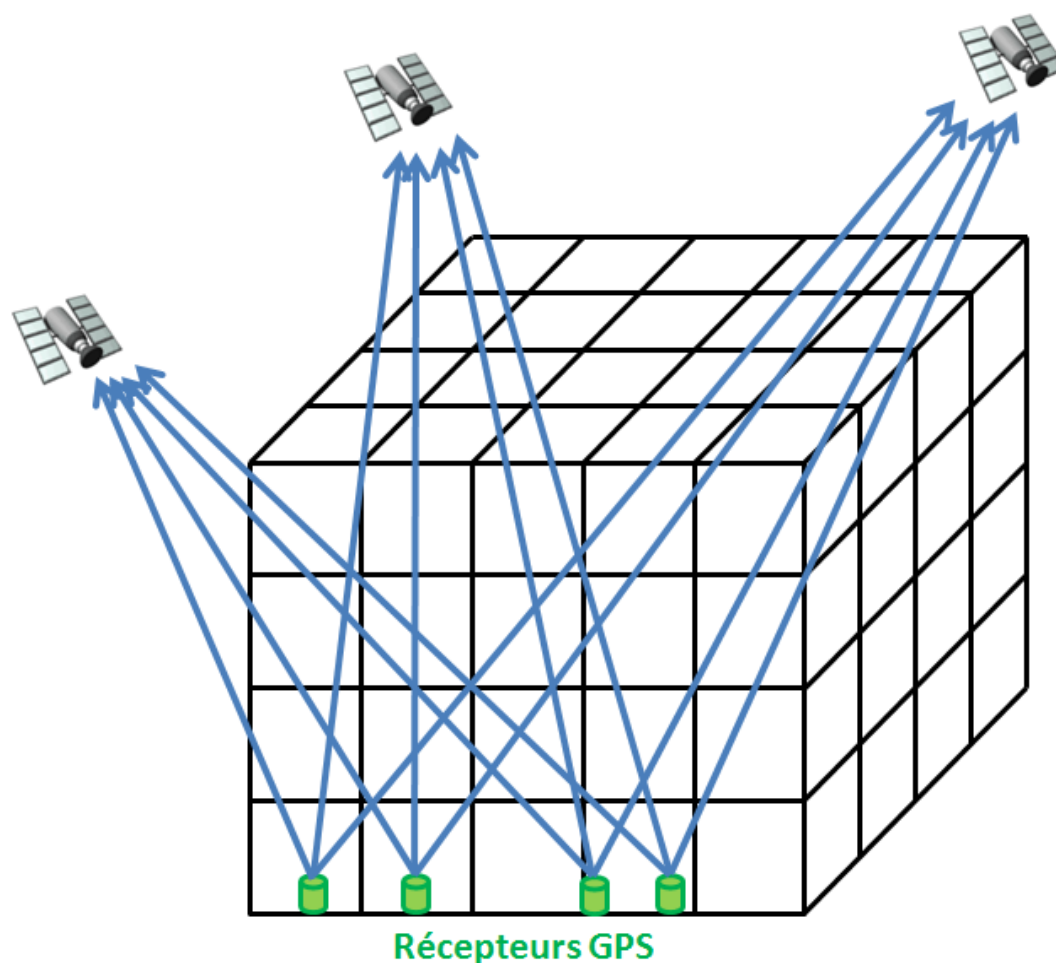


Figure 2-10 : Représentation schématique de la tomographie, de sa grille de calcul, et de la redondance de l'information des délais en direction des satellites sur les mailles de calcul. D'après (Champollion et al. 2005).

2.3.3.2 Les données GPS utilisées

La Figure 2-3 illustre le réseau des stations GPS déployées durant la campagne COPS. Le réseau horizontal de mailles pour le calcul de la tomographie y est aussi visible. La Figure 2-11 montre un résultat de calcul issu de la tomographie GPS sur lequel est représentée la grille verticale. Un même niveau vertical étant d'épaisseur égale sur toute la grille horizontale, la grille verticale dépend de l'altitude du point le plus bas. Cette altitude est prise comme une moyenne représentative de la maille.

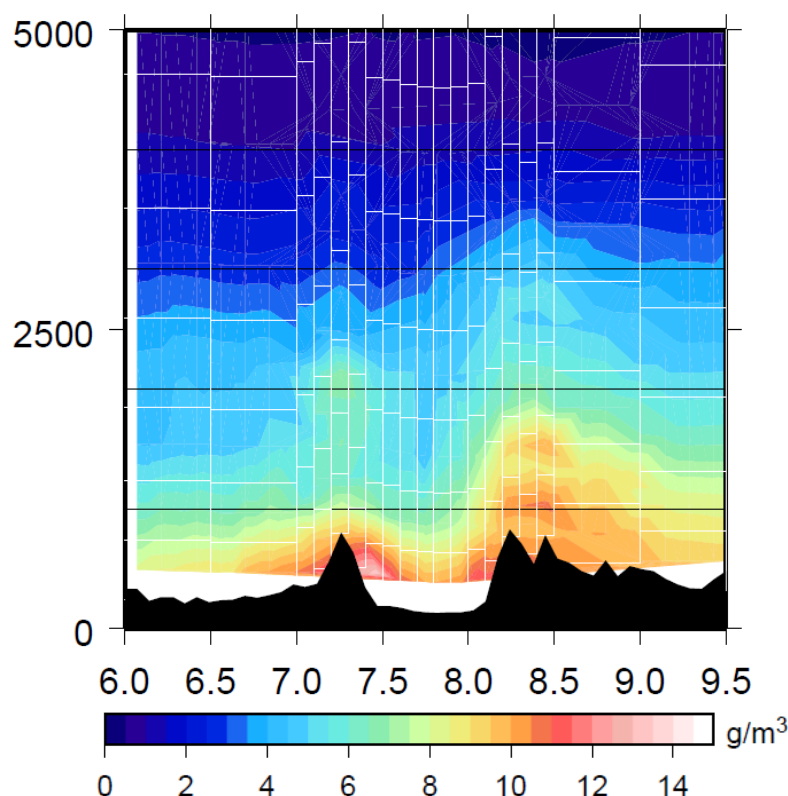


Figure 2-11 : Exemple de résultat de tomographie GPS avec une coupe le long de la latitude 48.6°N (axe tomographique des supersites d'observation). La grille blanche correspond aux mailles du modèle tomographique. On constate la résolution plus fine dans la vallée du Rhin. Il s'agit là du 15 juillet 2007 à 12 TU.

Les données de la campagne COPS sont calculées toutes les 15 mn pour l'inversion tomographique. En revanche les quantités intégrées des satellites sont calculées toutes les 5 mn. Cela permet de maximiser le nombre de données en entrée du système en supposant, à l'échelle de la tomographie, que la situation est stationnaire durant le quart d'heure.

2.3.4 Le profileur de vent UHF

Le profileur de vent Utra Haute Fréquence (UHF) est un radar Doppler qui émet aux environs de 1,2 GHz. Il a fonctionné durant toute la campagne sur le supersite de Meistratzheim (Figure 2-1) et permet de caractériser le vent dans les 3 directions de l'espace en supposant que le vent est homogène par tranche d'altitude dans le cône de balayage des tirs du faisceau radio.

2.3.5 Les stations au sol et radiosondages

Les stations au sol ont été régulièrement utilisées pour compléter les données des profileurs et interpréter l'évolution en surface. Les stations de sondage ont en revanche été analysées plus en détails pour les jours concernant les situations étudiées. Il s'agit principalement des sondages des supersites de Meistratzheim et Achern, ainsi que

Hornsgrinde en complément. La station de Burnhaupt (Figure 2-1), au sud de l'axe des supersites a été très utilisée. Pour analyser en amont le contexte ayant permis la mise en place des situations analysées, les sondages de la station synoptique de Lyon a été exploitée.

2.3.6 Les données satellite

L'imagerie satellite a été utilisée pour comprendre le contexte convectif à méso-échelle. Dans ce cas c'est essentiellement les données de l'imagerie High Resolution Visible (HRV) de MSG Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI), canal pour les longueurs d'onde approximativement comprises entre 0,4 μm et 1,1 μm , qui permet d'avoir une résolution d'environ 1 km. Cette résolution est suffisante pour permettre de cibler les zones d'évolution de la convection peu profonde. Et ceci d'autant plus que pendant la campagne le satellite de secours a été programmée par Eumetsat avec un balayage restreint en latitude, permettant une image toutes les 5 mn au lieu d'une image toutes les 15 mn pour le satellite opérationnel. Les différents canaux de l'infrarouge thermique (plusieurs canaux compris entre 8,30 μm et 14,40 μm), avec une résolution de 3 km permettent de diagnostiquer la convection profonde.

Enfin, pour le contexte synoptique et l'étude des masses d'air, les deux canaux vapeur d'eau (approximativement entre 5,35 μm et 7,15 μm pour le premier et 6,85 μm et 7,85 μm pour le second) ont été observés. Ces canaux, dans le domaine d'absorption de la vapeur d'eau, permettent un suivi des masses d'air des niveaux hauts, voire moyens pour les masses d'air sec.

2.4 Simulations numériques

2.4.1 Introduction

Le travail de thèse s'est aussi appuyé sur des simulations numériques à différentes échelles. Pour décrire les situations météorologiques de grande échelle, j'ai utilisé des analyses et prévisions à courte échéance des centres opérationnels américain (GFS) et européen (IFS). Elles couvrent l'ensemble du globe et elles sont fournies toutes les 6h ou 12h selon les modèles. Les prévisions sont disponibles avec des pas de 3^h ou 6 h en fonction des cas. L'avantage de ces données est qu'on peut trouver facilement sur internet des cartes déjà réalisées permettant une visualisation rapide des situations synoptiques et de leur évolution. En complément, j'ai utilisé les réanalyses du centre européen (ERA-interim) (Dee et al. 2011) qui sont disponibles toutes les 6h avec une résolution de 0,75°. Elles m'ont permis d'avoir une climatologie homogène des conditions météorologiques de cette région sur plusieurs années (1979-présent).

Pour compléter les observations, j'ai utilisé les sorties de simulations réalisées avec le modèle de méso-échelle français Meso-NH (Lafore et al. 1997) avec plusieurs domaines

imbriqués. Le plus petit domaine, le plus résolu, permet d'avoir une vision à petite échelle des processus convectifs tandis que le plus grand domaine m'a permis d'exploiter des rétrotrajectoires pour étudier plus précisément l'origine à plus grande échelle des masses d'air arrivant dans la zone d'étude durant l'évènement du 15 juillet 2007.

2.4.2 Les analyses CEPMMT et GFS

La situation météorologique a été étudiée en travaillant notamment avec les analyses et les prévisions à très courte échéance du modèle Integrated Forecast System (IFS) du Centre Européen de Prévision Météorologie à Moyen Terme) CEPMMT. La documentation complète du modèle est disponible sur internet : <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/> . C'est un modèle global spectral avec une troncature à 799 (soit une grille de l'ordre de 25 km à l'équateur) et 91 niveaux verticaux en 2007. Les prévisions sont produites deux fois par jour, sur les réseaux de 00 TU et 12 TU. Les analyses sont élaborées toutes les 6 h sur la base d'une assimilation 4D Var.

Le modèle américain Global Forecasting System (GFS) a également été utilisé pour l'interprétation synoptique de la situation météorologique. Les analyses sont fournies toutes les 6h. GFS est un modèle global spectral qui, lors de la campagne, tournait avec une troncature à 382 (soit une grille d'environ 38 km à l'équateur) et 64 niveaux verticaux. La documentation du modèle est fournie sur le lien suivant : <http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php> .

Enfin, j'ai aussi utilisé les réanalyses ERA-Interim (pour European Re-Analysis – Interim). Les réanalyses permettent de faire un suivi climatologique sur une base uniformisée. Elles permettent de prendre en compte les données qui arrivent trop tard pour l'assimilation opérationnelle des observations. Le projet initial européen est le projet ERA-40 (Uppala et al. 2005) qui a traité une quarantaine d'années de données et retrouver les situations météorologiques sur l'ensemble de la période 1957-2001. L'amélioration des techniques d'assimilation de données et la prise en compte de nouvelles observations non conventionnelles (comme par exemple les données satellite) et d'amélioration de la physique du modèle, permettent d'améliorer significativement la représentation atmosphérique. Les réanalyses Era-Intérim couvrent la période 1979 - actuelle. Elles sont calculées avec une troncature à 255 (soit environ une maille de 60 km au niveau de l'équateur) et 60 niveaux verticaux. La documentation est fournie à l'adresse internet : <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/index> .

2.4.3 Les prévisions du modèle MESO-NH

Le modèle MésO-NH est développé conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique (LA), le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) et la communauté des utilisateurs qui peuvent proposer des modifications. La présentation du modèle est faite par (Lafore et al. 1997) et la documentation du modèle est présente sur :

<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/> . C'est un modèle point de grille à aire limitée, prévu pour être non hydrostatique (basé sur une résolution anélastique des équations non hydrostatiques) et utilisé depuis les échelles sous-synoptiques (maille de la trentaine de kilomètres), jusqu'aux échelles de la turbulence aérologique en fonction des options de paramétrisations qui sont utilisées. Au cours de la campagne, ce modèle a été utilisé en mode prévision en temps quasi réel. A la suite de la campagne, plusieurs journées ont été simulées avec des configurations différentes de celle du mode prévi.

Deux simulations ont été utilisées dans cette étude. L'analyse à petite échelle s'est faite sur la base des simulations réalisées en opérationnel durant la campagne (simulations réalisées par Jean-Pierre Chaboureau et Evelyne Richard). Il s'agit de 3 domaines imbriqués (voir la Figure 2-12b). C'est le petit domaine (voir la Figure 1-12c) qui a permis l'étude fine des processus. Une autre simulation, réalisée par Jean-Pierre Chaboureau, uniquement sur un grand domaine légèrement modifié, a permis le calcul des rétrotrajectoires (voir la Figure 1-12a).

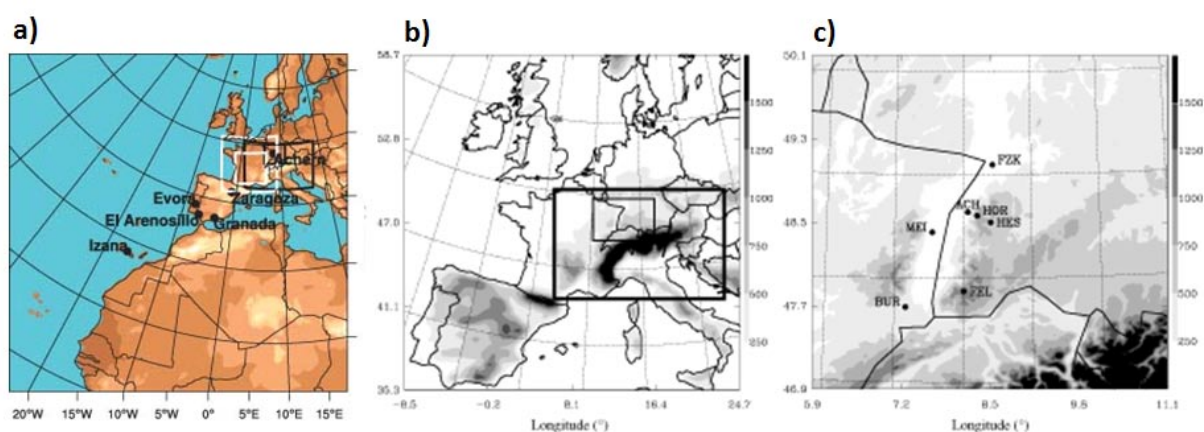


Figure 2-12 : Domaines de calcul des prévisions Meso-NH. a) Le grand domaine utilisé pour les rétrotrajectoires. b) Configuration du modèle (3 domaines imbriqués) utilisé en mode opérationnel pendant la campagne. c) Zoom du plus petit domaine avec sa topographie. Figures issue de (Jean-Pierre Chaboureau et al. 2011; Richard et al. 2011).

La simulation opérationnelle est donc basée sur 3 domaines imbriqués avec une dépendance réciproque (2 way-nesting). Les domaines ont chacun 50 niveaux verticaux. Le grand domaine a une grille de 32 km, le domaine moyen une grille de 8 km, et le petit domaine une grille de 2 km. Les options de paramétrisation et leurs références sont données dans (Richard et al. 2011). On peut toutefois souligner ici que la convection profonde est explicitement résolue dans le petit domaine. Les conditions initiales sont apportées par l'analyse fournie par le CEPMMT à 00 TU chaque jour, et les conditions à la limite du domaine sont interpolées depuis les prévisions du CEPMMT toutes les 6 h. Les prévisions vont jusqu'à 30 h après l'initialisation du modèle.

Les rétrotrajectoires ont été fournies par Jean-Pierre Chaboureau. Elles ont été calculées en utilisant le suivi lagrangien d'une particule dont la position et l'altitude d'arrivée sont définies. Le domaine utilisé est celui présenté à la Figure 2-12a. La maille horizontale est de 32 km, tandis que 70 niveaux verticaux sont présents sur la verticale, les premiers étant espacés de 40 m et les derniers, en haute atmosphère, de 600 m. Les prévisions, sur plusieurs jours, sont initialisées par l'analyse du CEPMMT. De même, les conditions aux limites sont fournies par l'interpolation des analyses du modèle européen fournies toutes les 6 h. Pour guider la simulation, celle-ci est rappelée vers les champs du modèle européen avec une constante de temps de 6 h. Les informations sur la simulation sont similaires à celles présentées dans (Jean-Pierre Chaboureau et al. 2011).

2.5 Conclusion

L'objectif principal de la campagne COPS est d'améliorer la prévision quantitative des pluies convectives dans le cadre d'un relief moyen et de mieux comprendre les phénomènes qui s'y rattachent. Le déploiement instrumental mis en œuvre pendant la période d'observation a été très complet. Un axe particulièrement documenté concernait le nord de la zone de relief, avec notamment plusieurs supersites aux multiples instruments qui nous permettent d'avoir accès à des données variées colocalisées pour analyser les phénomènes à la fois d'un point de vue dynamique et thermodynamique. Le long de cet axe certains réseaux étaient densifiés, à l'image du réseau GPS. La campagne aéroportée a constitué un des points forts de l'acquisition des données d'observation durant COPS.

Les instruments au sol utilisés dans le cadre de la thèse concernent principalement les instruments profileurs de l'atmosphère sur les sites de Meistratzheim et d'Achern, et dans une moindre mesure ceux de la Forêt Noire. Ainsi, outre les radiosondages, les principaux instruments utilisés sur le site des Vosges sont : le lidar aérosol TReSS et le profileur de vent. Pour le site de la Vallée du Rhin, il s'agit principalement du lidar vapeur d'eau BASIL. Embarqué sur avion, le lidar vapeur d'eau LEANDRE2 a apporté des informations cruciales dans la compréhension des processus que j'ai pu étudiés durant ma thèse. Cela a également été le cas des données GPS, que ce soit pour les contenus intégrés ou les profils via la tomographie.

Au-delà de ces aspects instrumentaux, la campagne COPS comportait un important volet de modélisation, aussi bien pour l'amélioration de la prévision opérationnelle que pour mutualiser des efforts de développement. Dans le cadre de mon étude, j'ai souvent fait appel aux données des modèles pour compléter les observations utilisées. Tout d'abord, les analyses des modèles, qu'ils soient globaux (CEPMMT, GFS) ou régionaux (Meso-NH), permettent d'obtenir plus d'information sur la dynamique à différentes échelles. Ensuite, l'analyse de rétrotrajectoires permet de mieux appréhender le contexte et l'évolution

synoptique. Et enfin, avec l'ensemble des observations j'ai pu faire quelques comparaisons et analyser la performance du modèle sur les couches étudiées.

3 Variabilités horizontale, verticale et temporelle de l'humidité sur la zone COPS: impact sur la convection

3.1 Introduction

L'étude du cas du 15 juillet 2007 constitue le cœur du travail, les études complémentaires s'articulant autour des résultats que je montre dans cette partie. Le 15 juillet 2007 correspond à la POI 8b de la campagne. Ce cas fait partie des plus documentés car il a donné naissance à une cellule unique sur la Forêt Noire. Mon travail a permis d'observer ce cas sous un jour nouveau. En effet, je me suis intéressé, non pas aux conditions qui ont permis la naissance de cette cellule et l'évolution de cette cellule, comme la majorité des articles qui ont été publiés sur le sujet, mais à l'absence de convection sur les Vosges.

Les prévisions météorologiques élaborées le matin du 15 juillet 2007 indiquaient des conditions de ciel clair, avec de la convection sèche se développant en journée. Il n'était attendu que quelques cumulus peu profonds sur les montagnes du sud, mais sans distinction de massif.

Ce chapitre commencera par une brève synthèse de la situation météorologique. Il sera suivi de l'article qui va être soumis à publication et qui étudie de façon la plus exhaustive possible les masses d'air sec qui concernent la zone d'étude. Une attention particulière est également portée sur les différences de conditions entre les Vosges et la Forêt Noire. A l'issue de l'article, précédant son résumé en français et ses conclusions, je reviens brièvement sur la situation qui fait suite à l'événement convectif décrite dans l'article.

3.2 Synthèse de la situation météorologique

La situation météorologique de cette journée a été largement décrite dans plusieurs articles, et notamment (Kottmeier et al. 2008), (Kalthoff et al. 2009) ou encore (A. Behrendt et al. 2011) and (Khodayar et al. 2013). Il n'en sera donc fait ici qu'une rapide présentation.

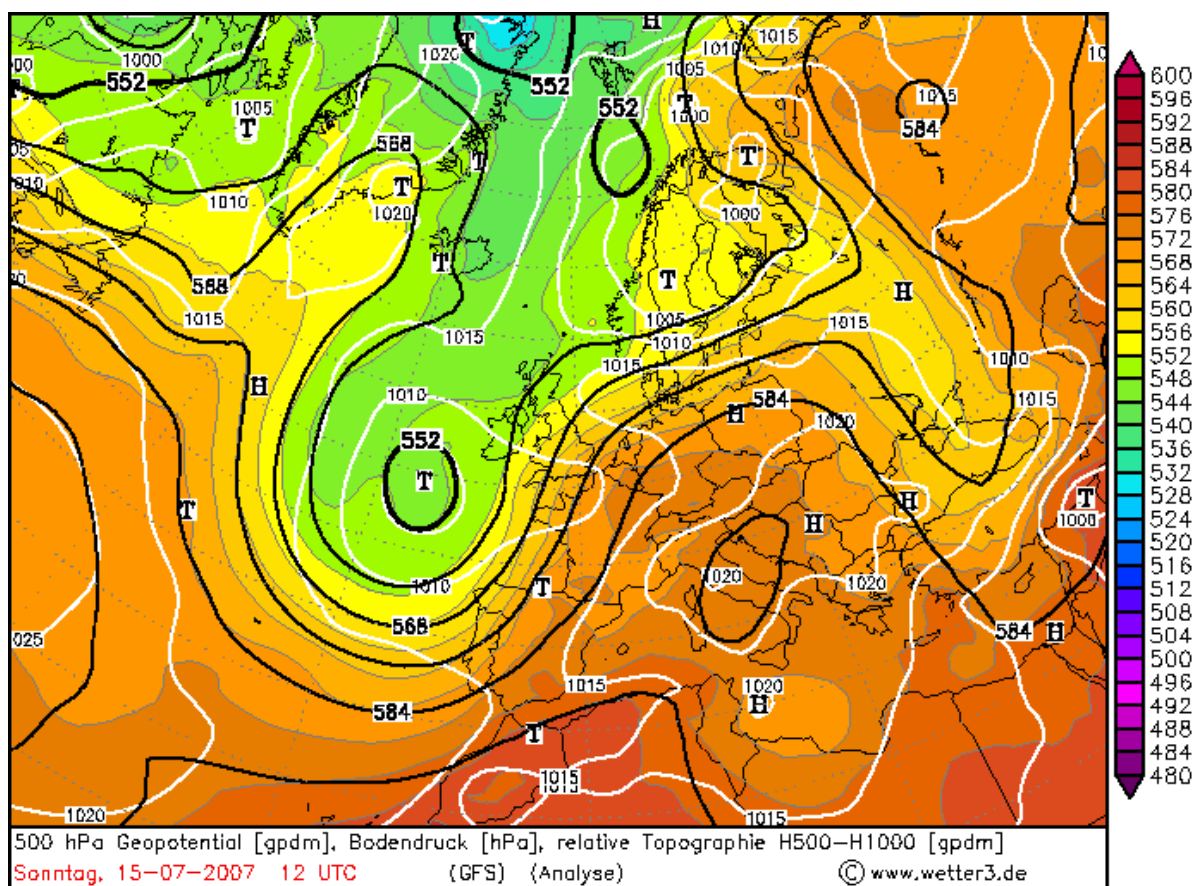


Figure 3-1 : Analyse GFS le 15 juillet 2007 à 12 TU. Le champ coloré montre l'épaisseur de la couche comprise entre 1000 et 500 hPa, les lignes noires représentent l'altitude géopotentielle à 500 hPa, et les lignes blanches représentent la pression réduite au niveau de la mer (Images Wetter3 : <http://www.wetter3.de/>).

La Figure 3-1 montre la situation météorologique générale le 15 juillet 2007 à 12 TU. Il s'agit d'une analyse générée par le modèle GFS. Le champ coloré montre l'épaisseur de la couche comprise entre 1000 et 500 hPa. C'est donc une indication de la température moyenne de la moitié basse de la troposphère, les masses d'air chauds étant les plus épaisses. Les lignes noires représentent l'altitude géopotentielle à 500 hPa, tandis que les lignes blanches représentent la pression réduite au niveau de la mer. La circulation d'altitude (vers 500 hPa) montre un thalweg sur l'Atlantique juste à l'ouest de l'Europe et une dorsale sur l'Europe Centrale. La zone COPS est donc surplombée par un flux de sud-ouest modéré. Dans les basses couches la présence d'un petit thalweg peu marqué est cohérente avec les observations qui ont tendance à faire passer le vent de sud-est le matin vers le sud-ouest. Cette rotation se fait sur l'est du domaine avec une invasion d'air plus sec à l'arrière immédiat du thalweg de surface et une convergence marquée juste à l'avant de cet air sec. Cette convergence est renforcée par le relief de la Forêt Noire et a permis le développement de la ligne de cumulus (Figure 3-2) où a pris naissance la cellule pluvieuse. Sur l'image satellite on distingue également la convection peu profonde isolée qui s'est développée jusque 13 TU sur les Vosges.

Enfin, on peut noter que les forçages dynamiques sont assez faibles (non montré) en dépit de l'approche du thalweg par l'ouest. Ils restent d'ailleurs cantonnés à des niveaux assez hauts et n'ont qu'une influence marginale dans les basses couches.

Canal HRV du satellite

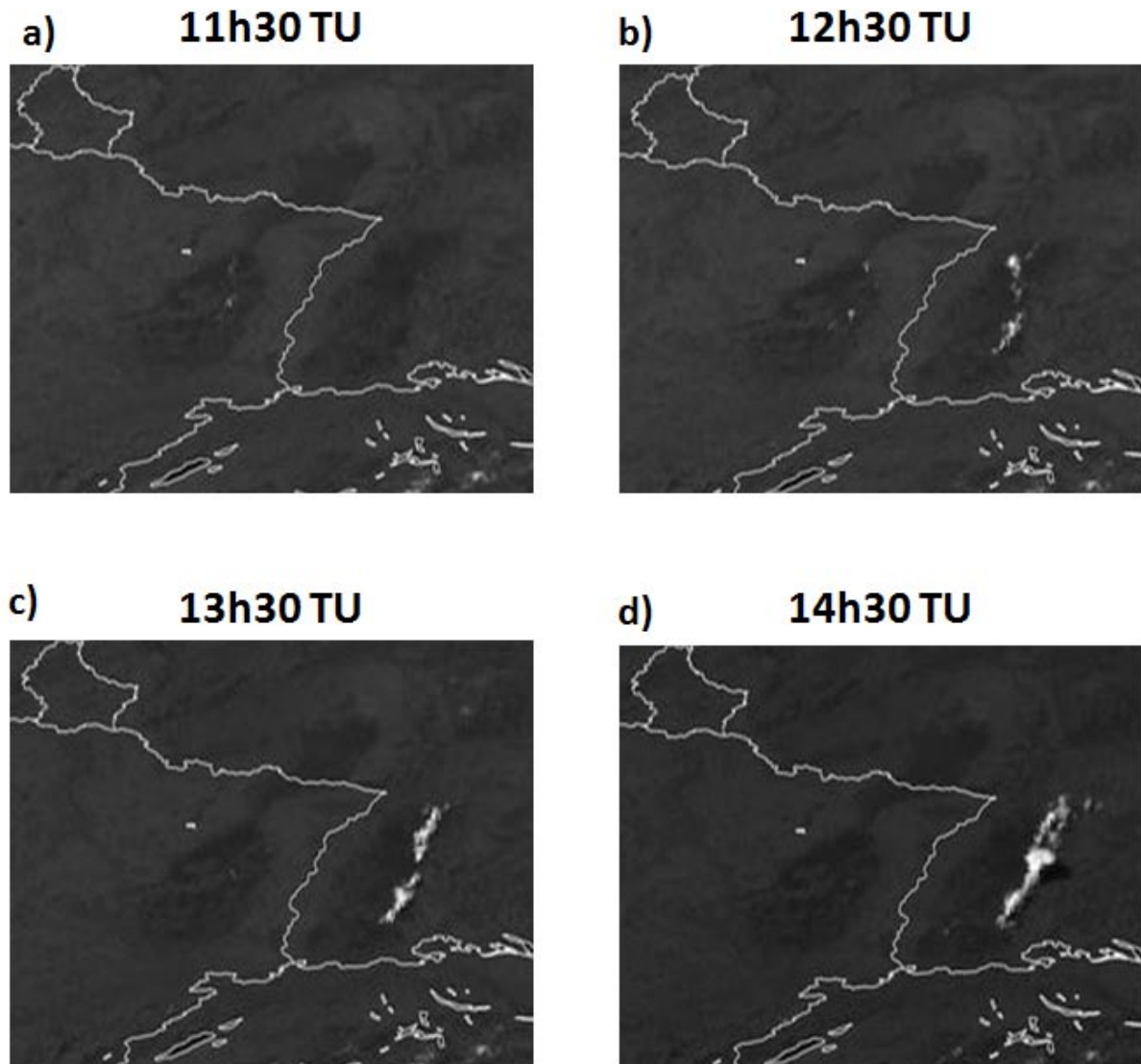


Figure 3-2 : Canal HRV MSG le 15 juillet 2007 à 11h30 TU (a), 12h30 TU (b), 13h30 TU (c) et 14h30 TU (d) (Images Université de Dundee : <http://www.sat.dundee.ac.uk/>)

3.3 Article

Convective inhibition over the Vosges and water vapor variability during COPS IOP 8b

CHRISTOPHE MERLET^{1*}, LAURENT LABBOUZ², CYRILLE FLAMANT¹, SOPHIE BASTIN¹,
CEDRIC CHAMPOLLION³ et al.

¹ Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales, CNRS and Université Pierre et Marie Curie and Université Versailles Saint Quentin, Paris, France

² Laboratoire de Météorologie Physique, CNRS et Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France

³ Géosciences Montpellier, CNRS et Université Montpellier 2, Montpellier, France

(Manuscript received January 1, 2000; in revised form February 1, 2000; accepted March 1, 2000)

Abstract

The Convective and Orographically-Induced Precipitation Study (COPS) is an international field campaign which took place during the summer of 2007 over the Vosges, the Rhine Valley and the Black-Forest. The aim of this intensive observation campaign was to study various phases of convection and convective environment and improve quantitative precipitation forecasts. On the 15 July 2007 (IOP 8b) an isolated convective event occurred over the Eastern side of the Black Forest. At the same time over the Vosges, in spite of shallow convection in the morning, deep convection did not develop. Thanks to observations performed across the northern Rhine Valley along an east-west axis well instrumented with lidars, GPS stations and balloon soundings, we show the importance of water vapor variability and boundary layers processes on the convective initiation in the Black Forest and convective inhibition in the Vosges. This study highlights the existence of tropospheric dry advections over the COPS region and the west side of Vosges which play a key role in preventing convective initiation over the Vosges. Even though orography-induced breeze-like circulations allowed for moisture to build up along the eastern flanks of the Vosges massif, several dry layers observed over the Vosges, and emanating from a large scale low-level dry filament located to the west of the Vosges, prevented deep convection in this area.

Zusammenfassung

Abstract en Allemand

1 Introduction

The Convective and Orographically-Induced Precipitation Study (COPS) campaign took place from June to August 2007 with a specific and very dense meteorological observation network over the Vosges, the Rhine Valley and the Black Forest (Fig. 1a, see Wulfmeyer et al., 2011 as well as the papers of the COPS Special Issue). Two main goals were pursued during the COPS campaign. Firstly, the improvement of meteorological models and operational forecasts, especially for precipitation and convection in region of moderate orography. Secondly, the study of the whole convective cycle from the pre-convective environment to the dissipation.

Amongst the many convective initiation (CI) cases analysed so far in the framework of COPS, the 15 July 2007 case has received a lot of attention. One reason for that is linked to the fact that very few cases of pure air-mass convection were observed. Among these, the case of 15 July stood out as a golden day of the experiment, firstly because convection occurred unexpectedly in a very marginally unstable environment and secondly because most of the forecast models were unable to capture

the event (Richard et al., 2011). Behrendt et al. (2011) detailed the processes leading to deep convection over the Black Forest during COPS Intensive Observations Period 8b (15 July 2007) using a suite of state-of-the-art research instruments, namely of water-vapour lidars, temperature lidars and wind lidars, profiles from radiosondes, in situ aircraft data and high-resolution gridded data of weather stations as well as Global Positioning System (GPS) integrated-water-vapour data. The forecasting skill of the Meso-NH model regarding summer convection over the Black Forest is investigated during IOP 8b by Richard et al. (2011) with a focus on the ability of the model to reproduce the dynamical forcing. The same case is also investigated using an ensemble of mesoscale models by Barthlott et al. (2011) highlighting the importance of boundary-layer convergence features for quantitative precipitation forecasts in mountainous terrain.

Kalthoff et al. (2011) provided evidence that the frequency of low CIN (convective inhibition) was higher in the Black Forest Mountains than in the Rhine valley, which facilitates convection initiation over the mountain sites. Similar conclusions may be drawn for the Vosges/Rhine Valley by symmetry. However, while CI did occur over the Black Forest on 15 July, convection failed

*Corresponding author: Christophe Merlet, LATMOS, UPMC, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France, e-mail: christophe.merlet@latmos.ipsl.fr

to develop over the Vosges, in spite of the formation of cumulus clouds in the morning. The present study concerns inhibition of the convection and aims at understanding the chain of processes that led to convective initiation failure over the Vosges. Improved knowledge of the processes at play during null CI cases is important in order to improve quantitative precipitation forecast (QPF) skills in regions of moderate orography. Another objective of the paper is to compare the chain of events leading to CI, on one hand (over the Black Forest), and that which was detrimental to CI on the other hand (over the Vosges).

Among other ingredients, the depth and amount of precipitable boundary layer water vapor is a critically important to forecast convective initiation/inhibition (e.g. Ziegler and Rasmussen, 1998). For this work, we make use of one of the most complete water vapour dataset to date acquired in the framework of IOP 8b, encompassing namely ground-based and airborne water vapour lidars, GPS tomography and balloons soundings. Additional ground-based datasets enabling to describe the atmospheric boundary layer dynamics, thermodynamics and composition across the Vosges, the Rhine Valley and the Black Forest are also used. Finally, spaceborne observations and model simulations are used to provide the meso- and large scale context of the case study.

2 Instrumentation and data used

A special component of COPS was the deployment of sensor synergy in small-scale target regions at five temporary observatories, i.e. so-called supersites. The supersites were oriented along a transect through the COPS mesoscale target region at the Vosges low-mountain range (supersite V), Rhine Valley (R), Hornsgründe mountain site (H), Murg valley (M), and close to Stuttgart (S). Note that only data from supersites V, R and H are used in this paper (see Fig. 1a for the position of these supersites).

In this study, we focus on a unique combination of water vapour monitoring instruments, namely GPS stations, ground-based and airborne lidars. These instruments and their performances are detailed in the following three subsections. Ancillary datasets installed across the Rhine Valley and used in this study are highlighted in the last subsection.

In addition to the above, we also use temperature, humidity and wind data acquired from balloon soundings released in Burnhaupt and from the supersites V and R (see Fig. 1a) specifically for the COPS SOP (no further details are provided in the following). Finally, ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast) operational analyses as well as forecast made with the mesoscale model Meso-NH (32-km mesh size) are used to highlight the synoptic overview of the case under scrutiny and to highlight important water vapour

related features in the COPS domain. The reader is referred to Chaboureaud et al. (2011) and Richard et al. (2011) for further details on Meso-NH.

2.1 GPS stations network

As part of the COPS instrumental set-up, the existing permanent GPS networks were enhanced with temporary stations to provide a 40 km interval GPS density. Furthermore, a denser segment of stations separated by about 10 km was also set up along the East-West supersites transect (see Fig. 1b). GPS dual frequency data were recorded with a 30 s sampling interval and an elevation cut-off angle of 5°.

From raw GPS data, surface temperature and surface pressure, the retrievals of integrated water vapour has extensively described in the literature since Bevis et al. (1992) and Saastomoinen (1973). More details about the GPS data processing done with GAMIT software (King et al., 2009) can be found in Champollion et al. (2009). Typical errors on GPS integrated water vapour retrievals show a bias of 1–2 kg m⁻² and a root-mean-square-error of 2 kg m⁻² (Niell et al. 2001).

In the following, we shall show two-dimensional horizontal maps of integrated water vapour content anomaly (IWVCA) rather than integrated water vapour content because the variability of the latter in regions of orography is mainly driven by the contrast between mountainous regions and surrounding valleys. IWVCA on 15 July at a given time are computed with respect to the average IWVC on July 2007 at the same time. The network of GPS stations utilized to produce the IWVCA fields every 15 minutes.

In addition to IWVCA horizontal fields, we also shall use water vapour mixing ratio profiles derived from so-called GPS tomography. The LOFTTK GPS tomography software has been described with all necessary details and compared with numerical models, radiosoundings and lidar (Bastin et al., 2005; Champollion et al., 2009). Typical errors from the GPS tomography retrievals show a bias and a root-mean-square-error of about 2 g kg⁻² in the lower troposphere, below 4 km. From raw GPS data, IWVC and gradients and residuals are used to retrieve the water vapour between the ground GPS station and each GPS satellite in view every 5 minutes. A recursive least-square algorithm is used to retrieve the four-dimensional field of water vapour every 15 minutes. The vertical resolution of the tomography grid is 0.5 km at the first level and increase up to 2 km at the altitude of 8 km. The horizontal grid has been refined to match the two different resolution of the GPS network with a resolution of 10 km between the supersites and of 50 km in entire COPS domain. The horizontal resolution is mainly defined by separation between the nearby GPS station.

The main limitation of the GPS tomography is the lack of information about the vertical distribution of water vapour from integrated ground based measurements

(Flores et al., 2000; Champollion et al., 2005). Therefore, all radiosoundings from the COPS dataset have been used during the tomography inversion but no ground-based or airborne lidar data. Sparse local measurements (i.e. radiosoundings) and integrated continuous all-weather measurements (i.e. GPS) are used in synergy to provide a realistic four-dimensional field of water vapour at an intermediate spatial resolution.

2.2 Ground-based lidars

Two water vapour lidar systems were operated on the ground: the University of BASILicata Raman lidar system (BASIL), located in the supersite R and the differential absorption lidar (DIAL) operated by the Institute of Physics and Meteorology of the University of Hohenheim (further on referred to as UHOH DIAL) located at supersite H.

The major feature of BASIL is represented by its capability to perform high resolution and accurate measurements of atmospheric temperature and water vapour, both in daytime and night-time, based on the application of the rotational and vibrational Raman lidar techniques in the UV (Di Girolamo et al., 2004, 2006, 2009). Vertical and temporal resolution of BASIL raw data are 15–30 m and 5–60 sec, respectively. However, in order to reduce signal statistical fluctuations, time integration and vertical smoothing are applied to the data. For a time resolution of 10 min and a vertical resolution of 150 m, night-time water vapour mixing ratio measurement uncertainty is typically 2% at 4 km and 7% at 7 km, while daytime uncertainty is typically 10% at 4 km and 20% at 5 km.

The UHOH DIAL measures high-resolution profiles of atmospheric water vapor number density and particle backscatter ratio near 820 nm both in day and at night (Behrendt et al., 2009, 2011b). The data products of the DIAL are profiles of water vapour number density with typical resolutions of 15 to 150 m with a temporal resolution of 1 to 10 s.

2.3 Airborne observations

During COPS, the airborne water vapor DIAL LEANDRE 2 was operated in the nadir-pointing mode from the Falcon 20 of SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés de Recherche en Environnement). The deployment of LEANDRE 2 in the framework of COPS had two main objectives. The first objective was to provide observations of the structure of the water vapor field in the lower troposphere (i.e. below 5 km above mean sea level -msl) in pre-convective situations along a pre-defined grid which comprised legs over (and parallel to) the Vosges, the Rhine Valley and the Black Forest, as well as east-west oriented legs across the Rhine Valley. The LEANDRE 2 data shown in the following has been processed with a 200 m vertical resolution and a 1 km

along track resolution. A second objective was to provide valuable observations for an intercomparison of all the ground-based water vapor lidars by performing systematic and multiple overpasses of all systems operating in the COPS supersites (see Bhawar et al., 2011). Bhawar et al. (2011) carried out an intensive intercomparison effort involving six water vapour lidar systems. The results illustrate the presence of low systematic errors (bias), not exceeding 5%. Specifically, overall mean biases for the involved lidar systems are found to be: -0.38%, 4.90%, 1.43% and 1.72% for BASIL, IGN Raman lidar, UHOH DIAL and CNRS DIAL, respectively. Additionally, based on the available comparisons between BASIL, the airborne lidar and GPS, the biases are 0.12%, 2.01% and 0.10% for BASIL, LEANDRE 2 and GPS, respectively.

2.4 Other datasets

The Transportable Remote Sensing Station (TReSS) (Cuesta et al., 2008) implemented in supersite V includes an in-house designed and built multiwavelength backscatter lidar, which is used in synergy with radiometers and in situ sensors. Tropospheric lidar measurements have largely been used to describe planetary boundary layer (PBL) dynamics, including the boundary layer diurnal cycle, vertical mixing processes or wave-like phenomena. Lidar profiles also provide information on aerosol and cloud vertical distributions and optical properties. Indicators of the concentration, shape and size of backscattering particles are given by the attenuated backscattered coefficient, the depolarization ratio and the color ratio profiles, respectively. The attenuated backscattered coefficient is a function of the backscatter coefficient profile $\beta(z)$, which depends on the concentration and backscatter cross section of the scattering components in the atmosphere (i.e., molecules, aerosols and hydrometeors), times the two-way atmospheric transmission T^2 . The attenuated backscatter coefficient (βT^2 , expressed in $\text{sr}^{-1} \text{m}^{-1}$) is derived from the TReSS lidar. Considering the different instrumental noises in the TReSS lidar data, the uncertainty in calibration of the attenuated backscatter coefficient is estimated as 5% or less. Random noise from 150 m (the full overlap altitude) to 4.5 km above ground level (agl) typically remains below 3%. In order to derive the backscatter coefficient profile $\beta(z)$, a standard backscatter lidar inversion technique (Fernald, 1984) is implemented to compute the atmospheric transmission T^2 and correct for atmospheric attenuation.

During COPS, Météo-France deployed a UHF (ultra-high frequency) radar at supersite V. In this study we make use of the horizontal and vertical component of the winds measured with the UHF radar.

3 General meteorological situation on 15 July 2007

The synoptic setting leading to isolated convection on the Black Forest has been extensively described in previous work (Kottmeier et al., 2008; Berhendt et al., 2011; Richard et al., 2011; Barthlott et al., 2011). Low cloud conditions allowed for high isolation resulting in a very high PBL temperature. In combination with the orography, this situation favoured the development of local circulation systems over the Black Forest mountain range.

Here we shall focus on large scale features of interest to the study of convective inhibition over the Vosges range that has received little attention so far, namely the southerly advection of dry air at low levels observed over Eastern France and to the West of the Vosges on 15 July 2007. ECMWF analyses at 850 hPa show the existence of southerly dry air masses (water vapour mixing ratio less than 3 g kg^{-1}) penetrating the exit region of the Rhone Valley on 14 July at 1200 UTC (Fig. 2a). On 15 July at 1200 UTC, the southerly dry has advected along the entire Rhone Valley, covering the region west of the Vosges, Luxemburg, reaching Southwestern Germany (Fig. 2b).

The progression of the dry air masses in the Rhone Valley has also been observed in Lyon on 14 and 15 July at 1200 UTC (not shown). Likewise, its arrival in Nancy has also been observed based on the 1200 UTC soundings on 14 and 15 July 2007 (not shown).

Hourly Meso-NH forecasts over the COPS domain (not shown) suggest that the core of the dry layer stays west of the Vosges ridge line on 15 July, but that its eastern edge tended to move slowly easterward over the massif as the day progressed. This dry air advected from the south to the west of the Vosges can be seen in the IWVCA fields (see airmass tagged 'B' in Fig. 3). The northeastward progression of the dry airmass is identifiable between 0700 UTC (Fig. 3a) and 16 UTC (Fig. 3f), with negative IWVCA values of -5 g m^{-3} reaching Luxemburg and western Germany by 1400 UTC (Fig. 3e) and covering most of the southern Vosges by 1600 UTC (Fig. 3f). As discussed in the following, two dry layers emanated from this reservoir of dry air and were present over the eastern side of Vosges at lower level in the afternoon of 15 July, thereby playing a role in the CIN over the Vosges. The first dry layer, marked 'D' in Fig. 3b was associated with southwesterly advection of air from airmass 'B' over the northern Vosges and the southern part of the Rhine Valley during the previous night (not shown). The second layer, marked 'E' in Fig. 3c-e was associated with the southwesterly advection of dry air originating from airmass 'B' but much further west.

4 Overview of the diurnal evolution of moisture and convection across the Rhine Valley

Based on previous work (Kottmeier et al., 2008; Berhendt et al., 2011; Richard et al., 2011; Barthlott et al., 2011) and our own analysis, we have outlined the timing of the convection (dry and wet) over the Vosges and the Black Forest, which is sketched in Fig. 4.

In the morning hours, while skies were clear, GPS tomography cross-sections at 48.6°N (see Fig. 1a) evidences that values of specific humidity across the Rhine Valley are quite similar, with a distinct maximum along the East side of the Vosges (e.g. at 0700 UTC, Fig. 5a). Figure 6a shows water vapor mixing ratio in the lower troposphere derived from LEANDRE 2 along the supersite axis (see Fig. 1a). An approximately 2 km deep layer with water vapor mixing ratio in excess of 5 g kg^{-1} is observed to cover the Rhine Valley and the surrounding massifs, with values in excess of 9 g kg^{-1} in the lower 500 m, across the Rhine Valley consistent with the GPS tomography retrievals. The moist layer is capped by a much dryer layer (water vapor mixing ratios of 2 g kg^{-1} or less), marked as 'C' in both Fig. 1a and Fig. 5a (note that in the following, the tags given to the discussed airmasses are consistent across the datasets). The dry air west of the Vosges is seen in both lidar and GPS transects (marked as 'B' in both Fig. 5a and Fig. 6a). Over the eastern Rhine Valley and the Black Forest, the LEANDRE 2 data evidence a thin layer (a few hundred meters deep) at about 2 km msl (marked 'A'). This layer is a remain of a large-scale mid-level dry air layer advecting eastward which crossed the COPS domain on 14 July 2007 and, for the dryer part, a dry advection from the south that occurs during the night preceding the 15 July. This dry layer is distinguished in the IWVCA field at 0700 UTC in Fig. 3a as well as in the morning soundings made in Archern (located in the eastern part of the Rhine Valley) at 0527 and 0757 UTC (Fig. 7c). The second lidar transect made between 0805 and 0820 UTC ran parallel to the supersite axis, but further south (south of the Vosges massif, see Fig. 1a). A slightly shallower moist layer is seen to lay across the Rhine Valley, topped by dry air marked as 'C'. The dry airmass 'B' west of the Vosges is better observed (Fig. 6b) on this transect as the aircraft flew further west. Leandre 2 data also highlights that the dry layer 'A' located over the Rhine Valley is weaker in the southern part of domain. Finally, the LEANDRE 2 transect was acquired along a track to the of the Vosges and almost parallel to its crest line (Fig. 6c). In the southern part of the cross-section the low level air is moister than in the north where supersite M is located.

At 1000 UTC, moisture is seen in the GPS tomography data to spread almost uniformly from 7°E to 9°E that is from the western slopes of the Vosges to the Eastern slopes of the Black Forest (Fig. 5b). Clear skies are

still observed at that time (Fig. 4). This is likely connected to the presence of the dry anomaly 'D' observed in the IWVCA field at that time (Fig. 5b). The premises of this feature were observed in the LEANDRE 2 data in the northern part of the Vosges massif (Fig. 6a, c) as well as in the sounding data collected at Meistratzheim in the morning (see the water vapor profile obtained at 0815 UTC, Fig. 7a). This dry layer 'D' evolved into a slightly less dry but much thicker layer between 0815 and 1115 UTC, while being reinforced by the dry air from 'B' as it passed over the Vosges.

MSG/SEVIRI visible imagery at 1130 UTC shows that shallow convection starts first over the Vosges with the development of small cumulus along, but the east of, the ridge line (not shown), where the moisture field exhibits a maximum (marked as 'F' in Fig. 5c). At 1200 UTC, the IWVCA field exhibits a large positive value over the Black Forest (region marked as 'G' in Fig. 3c), even though convection has started yet. The structure of the moisture was observed to be quite different between the two massifs as seen in the vertical extent of the maximum of humidity which is significantly higher over the Black Forest than over the Vosges. This asymmetry occurred in a few hours, between 1000 UTC and 1200 UTC. While at 1000 UTC the humidity level 9 g m^{-3} is around 1000 m above the Vosges and the Black Forest, at 1200 UTC there is a 800 m difference in the altitude of this specific humidity level. Between 1000 and 1200 UTC, the height of the 9 g m^{-3} level does not evolve significantly above Vosges, in spite of an increase in concentration the low level values observed along the Vosges (region tagged 'F' in Fig. 5c). At the same time the 9 g m^{-3} level rises dramatically above the Black Forest from 1000 to 1800 m (see layer tagged 'G' in Fig. 5c).

One hour later, at 1230 UTC, CI is strong over the Black Forest along a convergence line just to the east of the ridge, and is weak over Vosges (not shown). The initiation of convection occurs mainly over the eastern side of the Black Forest. At this time, GPS tomography reveals that moisture is available in nearly equal quantity along the eastern slopes of the Vosges and the western slopes of the Black Forest (Fig. 5d). The main difference observed between the two massifs is seen on the vertical extent of the maximum of humidity which is significantly higher over the Black Forest than over the Vosges (moist feature 'G'). Furthermore, the IWVCA field exhibits a large positive value over the Black Forest associated with deep moist boundary layer, as opposed to the Vosges, where large negative values of IWVCA are seen (Fig. 3d). The first of the three LEANDRE 2 transects performed in the afternoon (Fig. 8a) was made along the supersites axis between 1315 and 1325 UTC corroborates the GPS tomography observations of the water vapor feature 'F' to the east of the Vosges. The large water vapor mixing ratio values are likely associated with the diurnal heating of the east Vosges flanks leading to an

anabatic circulation. As a result, the moisture from the Rhine Valley is pumped towards the Vosges crest and injected in altitude (up to 2.5 km msl) east of the crest line. Further east, drier airmasses are observed below 2 km msl over the Rhine Valley as the result of subsiding motions associated with the Vosges-induced breeze-like circulation. Further south, the breeze circulation is observed to be weaker than more in the north (Fig. 8b). The reduction of the thermally driven circulation affects the moisture transport along the mountain slopes, but also reduces the dry subsidence over the eastern part of the Rhine valley.

At 1330 UTC, shallow cumulus clouds disappear over the Vosges whereas deep convection occurs over Black Forest along a convergence line just to the East of the ridge (Fig. 4). At 1400 UTC, larger moisture values are observed over the Black Forest (moist feature 'G') than at 1230 UTC (Fig. 5e). Also the low levels along the western slopes of the Vosges are observed to dry out while the maximum of moisture is located at the eastern foothills of the Vosges (moist feature 'F'). This is consistent with the northeastward progression of the dry filament advected from the Rhône Valley (as discussed in the previous section), which eventually advects into the Rhine Valley (as seen in the IWVCA field as dry feature 'E' in Fig. 3e). The 1300–1400 UTC period is the time when the strongest asymmetry between the Vosges and the Black Forest massifs is observed with the GPS tomography in terms of moisture structure. Above the Black Forest area, the moisture maximum is observed over the ridge, whereas over the Vosges, it is observed above the eastern slopes. At 1400 UTC, we observe the largest specific humidity values of the day over the Black Forest. At this time also, clear skies are observed over the Vosges while deep convection is seen on the eastern slopes of Black Forest (Fig. 4). This is consistent with the large negative values of IWVCA over the Vosges associated with the eastward displacement of the dry feature 'B'. Furthermore, the LEANDRE 2 derived water vapor transect made in the afternoon along the ridge of the Vosges between 1405 and 1420 UTC (Fig. 8c) evidenced the presence of low-level moisture (moist feature 'F') confined below 2.5 km msl in the northern part of the track (at the latitude of the supersite axis).

Precipitations appear under the deepest cell of the Black Forest side shortly before 1430 UTC. After that time, the elevated maximum of specific humidity moves towards the east of the ridge of the Black Forest and the dissipation phase begins as shown for instance in Fig. 5f. The area of positive values of IWVCA has also drifted eastward, away from the Black forest, while the dry feature 'B' is now covering most of the Vosges massif (Fig. 3f). Shallow convection continues to be visible on satellite over the south of the Black Forest massif until the end of afternoon. Then the sky becomes perfectly clear over the whole of COPS domain (Fig. 4).

5 Multi-instrumental profiling over the eastern flanks of the Vosges

In order to study the dynamical evolution of the different air layers that we have identified as playing a role in the inhibition of convection over the Vosges massif. We shall focus on timeseries from various instruments acquired over the Vosges supersite at Meistratzheim, namely the lidar TReSS and the UHF wind profiler. As in the previous section, moist and dry features of interest are marked by letters. Dynamical features will be marked and referred to as numbers.

The first dry advection marked 'D' that impacted the development of convection over the northern Vosges region is highlighted in Fig. 9 between two lines number '1' and '2' which are derived from our analysis of the UHF profiler data. Line '1' marks the transition from southeasterly to southerly winds with altitude in the morning hours over Meistratzheim (Fig. 10a). This shearline is observed around 2.5 km msl during the night (0300 UTC), before subsiding to 0.7 km at 1000 UTC. Until this time, moist air is associated with the southerly flow from the Rhine Valley below line '1' as seen in Fig. 5a-b to the eastern flanks of the Vosges. These airmasses are associated with high values of the aerosol backscatter ratio at both 532 and 1064 nm, likely reflecting the impact of high relative humidity on the optical properties of aerosols over the Rhine Valley. Above line '1', dryer and cleaner air is observed in the TReSS data in the form of a sharp reduction of the aerosol backscatter coefficient (see Fig. 9). TReSS data also suggest a reduction of the size of the aerosols in the advected dry airmass 'D' as derived from the ratio between the two wavelengths (not shown). The dry layer 'D', comprised between '1' and '2', is associated with subsidence (Fig. 10 (b)). The water vapor profiles collected at Meistratzheim in the morning Fig. 7a show that dry layer 'D' evolved into a slightly less dry but much thicker layer between 0815 and 1115 UTC, which is coherent with the subsidence observed with the UHF wind profiler.

The second dry advection 'E' that crosses the Vosges appears first over Burnhaupt between 0502 and 0757 UTC (Fig. 7e) and is observed latter in Meistratzheim, i.e. in the 1115 UTC sounding (Fig. 7 a)). This layer is associated with southwesterly dry flow emanating from the dry filament 'B', and its progression towards the northern COPS region is seen in the IWVCA fields between 1200 and 1400 UTC (Fig. 3c-e). The airmass is also characterized by low aerosol backscatter values at both 532 and 1064 nm (see Fig. 9, in which the separation between airmasses 'D' and 'E' is materialize by the black line '2' in the morning of 15 July. The temporal evolution of the height of line '2' suggests that airmass 'E' is experiencing strong subsidence around mid-day.

In the afternoon, the water vapor profiles in Meistratzheim at 1415 and 1715 UTC show that the dry air

associated with 'D' around 1.5 km is replaced by moist airmasses (Fig. 7b)) as the result of the low-level moistening along the eastern flank of the Vosges (Feature 'F' in the GPS tomography and airborne lidar data, Fig. 8a and Fig. 5e, respectively). The wind profiler observations highlight the presence of a southerly flow under 1 km msl between 1300 UTC and 1600 UTC, whereas before and after that time a southwesterly flow is observed. This suggests the building of a convergence line along the eastern slope of the Vosges in the vicinity of Meistratzheim. As the same time the southerly component of the wind becomes smaller around 2 km msl, in the return flow of the orographic circulation. This moistening in the low levels cannot be explained with boundary layer process over Meistratzheim as the boundary layer depth did not exceed 1 km in the water vapor profiles at 1415 and 1715 UTC (Fig. 7b and in the TReSS lidar data (see the convective mixed layer developing between 0900 and 1800 UCT in Fig. 9b). Strong static stability observed at the top of the atmospheric boundary layer in the sounding-derived profiles (see bold lines in Figure 7) corroborates this interpretation. This means that if the boundary layer is shallow during a sunny summer day, the air upper this dry lid is impacted through the developpement of mountain circulations in relationship with the diurnal forcing. This process corresponds to the black circle (3) on the aerosol backscatter and wind time-height cross-sections over Meistratzheim. The dry convection occurs over the ridge of Vosges and carries low-level moisture associated with feature 'F' up to 2-3 km msl. Once it reaches that height, the southwesterly flow advects this humidity over Meistratzheim above the PBL top.

6 Multi-instrumental profiling over the west flanks of Black Forest

The situation is quite different over Black-Forest area as pointed out by the profiling supersites of Achern and Hornisgrinde (see Fig. 1 for location) in easterly part of Rhine Vally and Western part of Black-Forest, respectively. Soundings at Achern (Fig. 7c), show the presence of the dry layer 'A' early in the morning above the PBL and at nearly 3 km msl at 0527 UTC and at 2 km at 0757 UTC. Dry feature 'A' is no longer seen at 1059 UTC over the eastern of Rhine Valley, consistently with the BASIL lidar observations (Fig. 11a). Water vapor mixing ratio height-time series from BASIL highlight the dry feature 'A' in the morning between 0800 and 1000 UTC, as well as suggest that this layer was subsiding during that time. In Archern, as in Meistratzheim, the convective mixed layer is observed to remain below 1 km msl. Progressively, moisture is observed to increase above the PBL (feature labeled 'G' in Fig. 11a). This moisture layer is also observed in the water vapor mixing ratio profile acquired at 1059 UTC in

Archern between 2 and 3.5 km msl (Fig. 7c). This feature was also observed in the GPS tomography data between 1200 and 140 UTC (Fig. 5c-e) and in the IWVCA horizontal fields (Fig. 3c-e). As in Meistratzheim, the moisture build up along the western flanks of the Black Forest is related to orographic-induced circulations. Consistent with that, the water vapor mixing ratio measurements made in Hornisgrinde (Fig. 12) show the same increase of moisture above the PBL. Shortly after 1300 UTC, drier and cleaner air is observed to be advected over both the Archern and Hornisgrinde super-sites which is connected to the arrival of dry feature 'E' from the southwest and seen in the IWVCA fields. The convective event over the Black Forest develops in the convergence area in front of the dry advection. Due to the subsidence in the Rhine Valley associated with the elevated return of the orographically induced circulation, the layer 'E' becomes dryer in the afternoon. This process lead to a small amplification of this dry structure, as it can also be seen on the GPS tomography data over the Black Forest (Fig. 5 b) and d).

7 Conclusions

The COPS campaign was mainly oriented towards improving convective initiation and quantitative precipitation forecasts. Nevertheless, the present paper discusses the use of thorough dataset to analyze a null convective case.

The analysis of meteorological context concludes that a presence of southeasterly wind at low level, especially along the East side of Vosges, and a strong southwesterly flow at middle level. Between these two layers there is a transition with a southerly wind. Thanks to the diurnal eating, dry convection put in motion. Then, with the amplification of the mixing and the advection of humidity at low level by South-East flow, a wet convection is beginning with a shallow convection that start to produce some small cumulus. This is possible in spite of these dry layers because the convection occurs below these layers, inside the PBL. The understanding of the inhibition that occurs from midday can be understood thanks to a specific studying of dynamics and thermodynamics evolution over the Vosges and the West side of Rhine Valley (see Fig. 13).

During the whole day a dry advection 'B' occurs over the west part of Vosges and limits the moisture alimentation of deep convection only on the east side of the ridge. Moreover a dry layer 'D' seen across the northern Vosges massif in the morning at low level limits the vertical extension of the wet alimentation over Vosges. At the same time another dry air layer 'E' crosses the Vosges at midlevel and subsides progressively. This dry layer 'E' moves slowly eastward. Over the eastern Rhine Valley and the West side of Black Forest, the subsidence reduces the humidity and amplifies the dry layer 'E' just in the west of Black Forest, especially in

the north of the domain. During the afternoon the diurnal forcing along the Vosges leads to low-level moistening (feature 'F') associated with an orographic circulation which, in spite of high values of humidity, is not enough strong to force the mid-level dry and stable air from the southwest. The appreciable southwesterly flow at middle level is detrimental to the local convective initiation and acts to limit the vertical extension of the orographically induced moisture pumping. This synoptic flow also strengthens the horizontal transport at the expense of vertical distribution. Moreover the dry advection continues to concern the west part of Vosges at all levels. These processes inhibit the convection over Vosges in the afternoon.

Acknowledgments

The authors thank SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement, www.safire.fr), the Institut Géographique National (IGN, www.ign.fr) and the Division Technique of INSU (DT/IN www.dt.insu.cnrs.fr) for preparing and delivering the research aircraft (Falcon 20/F-GBTM) and the airborne instruments in a timely manner for COPS. The authors are grateful to D. Bruneau and P. Genau (LATMOS), F. Blouzon, A. Abchiche and N. Amarouche (DT/INSU) for re-fitting and operating the LEANDRE 2 system in the F/F20. Many thanks also to Paolo Di Girolamo (Università de la Basilicata) for the BASIL data, Juan Cuesta (LISA) for the TReSS data, Andreas Behrendt and Volker Wulfmeyer (University of Hohenheim) for the lidar data at Hornisgrinde and GrÃ©goire Pigeon (CNRM) the UHF wind profiler data. Evelyne Richard and Jean-Pierre Chaboureau (Laboratoire d'Aéronomie) are also acknowledged for the provision of the meso-NH real-time forecasts.

References

- BARTHOLOTT, C., R. BURTON, D. KIRSHBAUM, K. HANLEY, E. RICHARD, J.-P. CHABOUREAU, J. TRENTMANN, B. KERN, H.-S. BAUER, T. SCHWITALLA, C. KEIL, Y. SEITY, A. GADIAN, A. BLYTH, S. MOBBS, C. FLAMANT, J. HANDWERKER, 2011: Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models: a case-study from COPS. – *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 118–136, DOI:10.1002/qj.707.
- BASTIN, S., C. CHAMPOLLION, O. BOCK, P. DROBINSKI, F. MASSON, 2005: On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a Mistral/sea breeze event in southeastern France. – *Geophys. Res. Lett.* **32**, L05808, DOI:10.1029/2004GL021907.
- BEHRENDT, A., S. PAL, F. AOSHIMA, M. BENDER, A. BLYTH, U. CORSMEIER, J. CUESTA, G. DICK, M. DORNINGER, C. FLAMANT, P. DI GIROLAMO, T. GORGAS, Y. HUANG, N. KALTHOFF, S. KHODAYAR, H. MANNSTEIN, K. TRÄUMNER, A. WIESER, V. WULFMEYER, 2011: Observation of convection initiation processes with a suite of state-of-the-art research instruments during COPS IOP 8b. – *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 81–100, DOI:10.1002/qj.758.

- BHAWAR, R., P. DI GIROLAMO, D. SUMMA, C. FLAMANT, D. ALTHAUSEN, A. BEHRENDT, C. KIEMLE, P. BOSSER, M. CACCIANI, C. CHAMPOLLION, T. DI IORIO, R. ENGELMANN, C. HEROLD, D. MÜLLER, S. PAL, M. WIRTH, V. WULFMEYER, 2011: The water vapour intercomparison effort in the framework of the Convective and Orographically-induced Precipitation Study: airborne-to-ground-based and airborne-to-airborne lidar systems. – *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 325–348, DOI:10.1002/qj.697.
- BEVIS, M., S. BUSINGER, T. HERRING, C. ROCKEN, R. A. ANTHES, R.H. WARE, 1992: GPS meteorology: remote sensing of the atmospheric water vapor using the Global Positioning System. – *J. Geophys. Res.* **97**, 15787–15801.
- CHABOUREAU, J.-P., E. RICHARD, J.-P. PINTY, C. FLAMANT, P. DI GIROLAMO, C. KIEMLE, A. BEHRENDT, H. CHEFFER, M. CHIRIACO, V. WULFMEYER, 2011: Long-range transport of Saharan dust and its radiative impact on precipitation forecast: a case study during the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). – *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 236–251, DOI:10.1002/qj.719.
- CHAMPOLLION, C., C. FLAMANT, O. BOCK, F. MASSON, D.D. TURNER, T. WECKWERTH, 2009: Mesoscale GPS tomography applied to the 12 June 2002 convective initiation event of IHOP 2002. – *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **135**, 645–662.
- CHAMPOLLION, C., F. MASSON, M.-N. BOUIN, A. WALPERSDORF, E. DOERFLINGER, O. BOCK, J. VAN BAELEN, 2005: GPS water vapor tomography: Preliminary results from the ESCOMPTE field experiment. – *Atmos. Res.* **74** 253–274.
- CUESTA, J., D. EDOUARD, M. MIMOUNI, P. H. FLAMANT, C. LOTH, F. GIBERT, F. MARNAS, A. BOUKLILA, M. KHAREF, B. OUCHÈNE, M. KADI, C. FLAMANT, 2008: Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. – *J. Geophys. Res.* **113**, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417.
- DI GIROLAMO, P., R. MARCHESE, D. N. WHITEMAN, B. B. DEMOZ, 2004: Rotational Raman lidar measurements of atmospheric temperature in the UV. – *Geophys. Res. Lett.* **31** L01106, DOI:10.1029/2003GL018342.
- DI GIROLAMO, P., A. BEHRENDT, V. WULFMEYER, 2006: Spaceborne profiling of atmospheric temperature and particle extinction with pure rotational Raman lidar and of relative humidity in combination with differential absorption lidar: Performance simulations. – *Appl. Opt.* **45** 2474–2494.
- DI GIROLAMO, P., D. SUMMA, R. FERRETTI, 2009: Multi-parameter Raman lidar measurements for the characterization of a dry stratospheric intrusion event. – *J. Atmos. Oceanic Technol.* **26** 1742–1762.
- FERNALD, F. G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations – Some comments. – *Appl. Opt.* **23**, 652–653.
- FLORES, A., G. RUFFINI, A. RIUS, 2000: 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays. – *Annales Geophysicae* **18**, 223–234.
- KING, R.W., Y. BOCK, 2009: Documentation for the GAMIT GPS Analysis Software, release 10.4. Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, and Scripps Institution of Oceanography, University of California at San Diego.
- KOTTMEIER, C., N. KALTHOFF, C. BARTHLOTT, U. CORSMEIER, J. VAN BAELEN, A. BEHRENDT, R. BEHRENDT, A. BLYTH, R. COULTER, S. CREWELL, P. DI GIROLAMO, M. DORNINGER, C. FLAMANT, T. FOKEN, M. HAGEN, C. HAUCK, H. HÖLLER, H. KONOW, M. KUNZ, H. MAHLKE, S. D. MOBBS, E. RICHARD, R. STEINACKER, T. M. WECKWERTH, A. WIESER, V. WULFMEYER, 2008: Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS. – *Meteorol. Z.* **17**, 931–948.
- RICHARD, E., J.-P. CHABOUREAU, C. FLAMANT, C. CHAMPOLLION, M. HAGEN, K. SCHMIDT, C. KIEMLE, U. CORSMEIER, C. BARTHLOTT, P. DI GIROLAMO, 2011: Forecasting summer convection over the Black Forest: a case study from the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) experiment. – *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 101–117, DOI:10.1002/qj.710.
- SAASTAMOINEN, J., 1973: Contributions to the theory of atmospheric refraction. – *Bulletin Géodésique* **105**, 279–298, **106**, 383–397, **107**, 13–34.
- WULFMEYER, V., AND CO-AUTHORS, 2011: The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): The scientific strategy, the field phase, and research highlights. – *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137** 3–30, DOI:10.1002/qj.752.

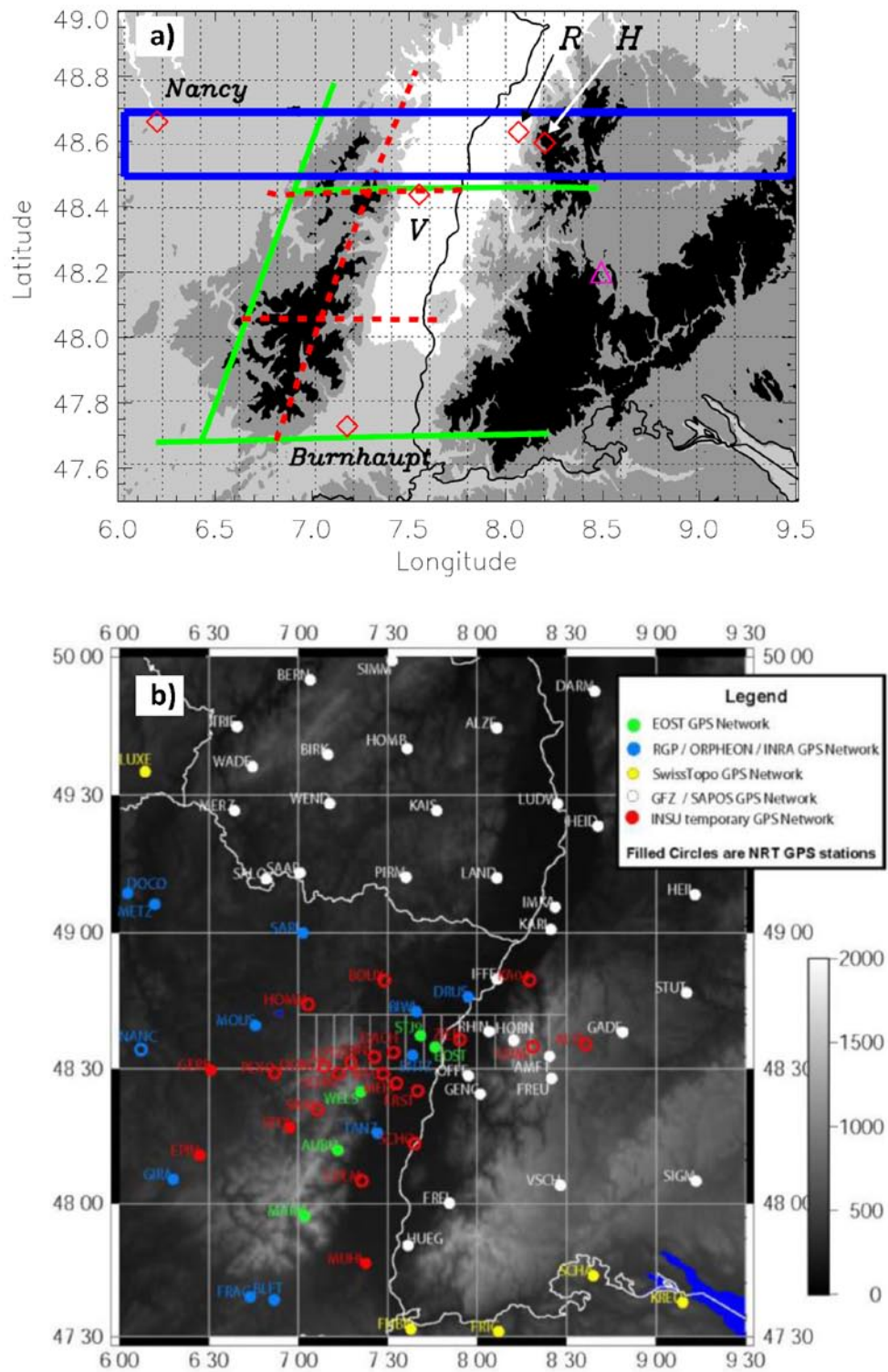


Figure 1: (a) Orography of the COPS domain, highlighting the Vosges, the Rhine Valley, the Black Forest and the Swabian Jura. Regions of high (low) orography are highlighted in black (white). The blue solid line corresponds to the position of the GPS tomography cross sections shown in Fig. 5. The green solid lines correspond to the morning SAFIRE Falcon 20 legs along which the LEANDRE 2 lidar data cross-sections are shown in Fig. 6. The red dashed lines correspond to the afternoon SAFIRE Falcon 20 legs along which the LEANDRE 2 lidar data cross-sections are shown in Fig. 8. The location of supersites Vosges (V), Rhine Valley (R) and Hornisgrinde (H) are also shown (red diamonds). Finally, the purple diamonds indicate the location of the Nancy and Burnhaupt sounding stations. (b) Orography of the COPS domain with the location of the GPS station networks. The white 'scale-like' feature in the center of the figure corresponds to the position of the GPS tomography cross sections shown in Fig. 5 and in (a).

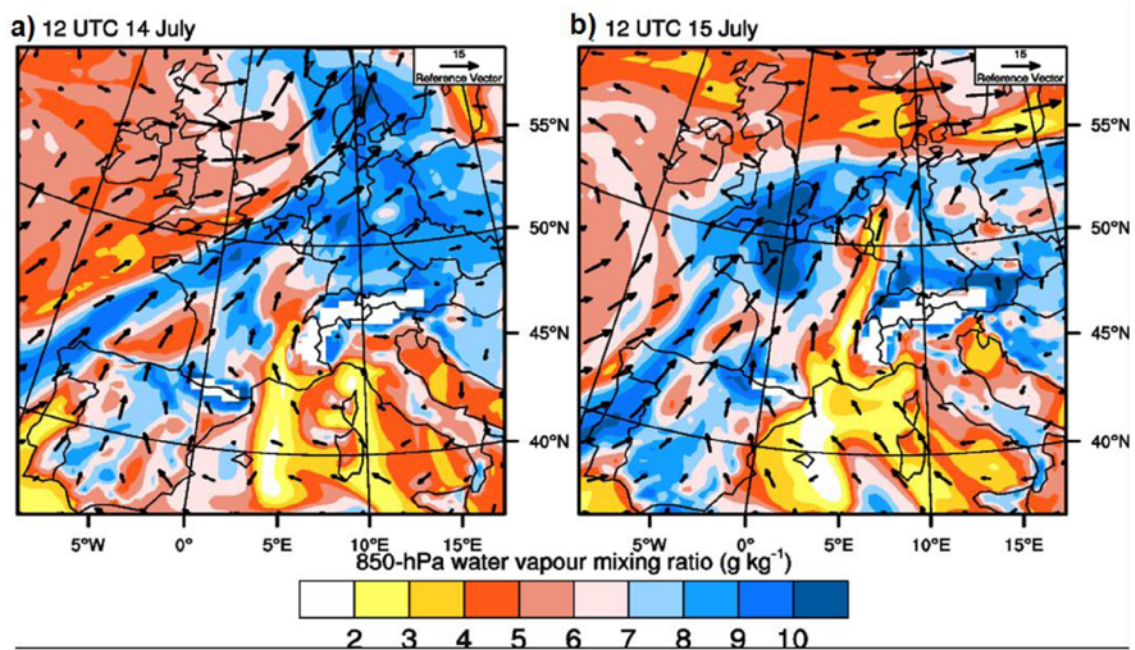


Figure 2: ECMWF analyses of water vapour mixing ratio (colour) and winds (vectors) at 850 hPa at 1200 UTC on 14 July (a) and 15 July (b) over Western Europe.

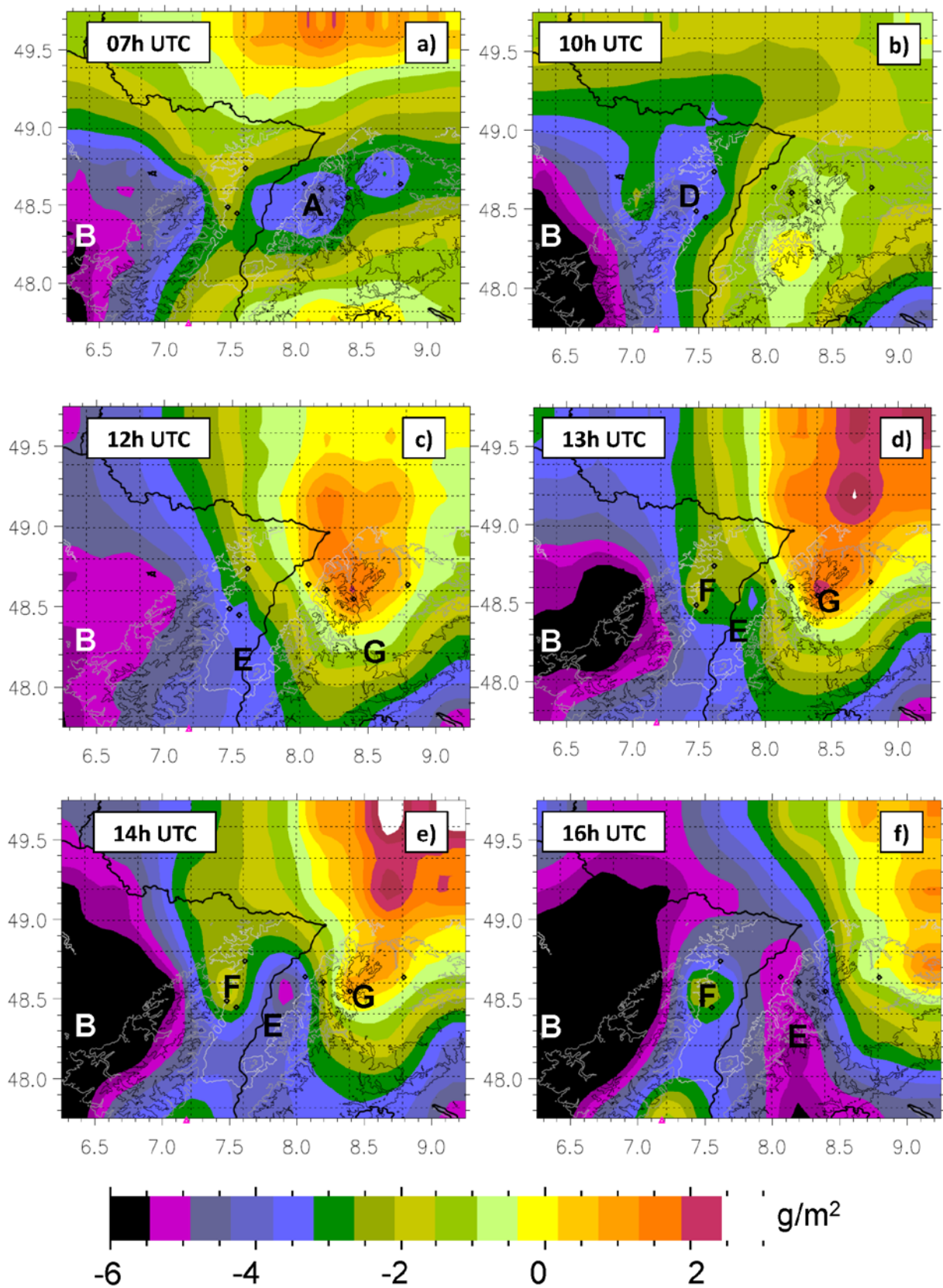


Figure 3: Integrated water vapour content anomaly (colour, see text for details) derived from the GPS station network on 15 July at (a) 0700 UTC, (b) 1000 UTC, (c) 1200 UTC, (d) 1300 UTC, (e) 1400 UTC and (f) 1600 UTC. Overlain are the political borders (black lines) and the orography in the domain (grey lines). The black dots correspond to the position of the supersites.

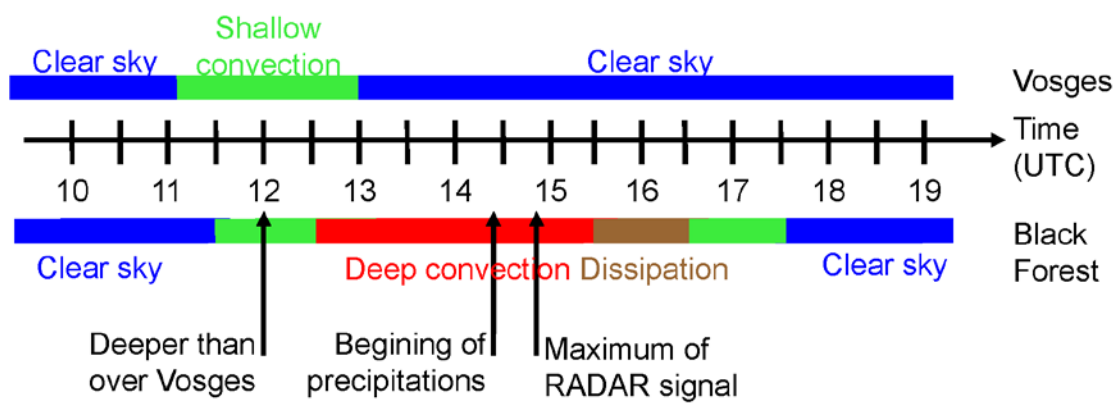


Figure 4: Schematic summarizing the evolution of convection over the Vosges (top) and the Black Forest (bottom). See text for explanation.

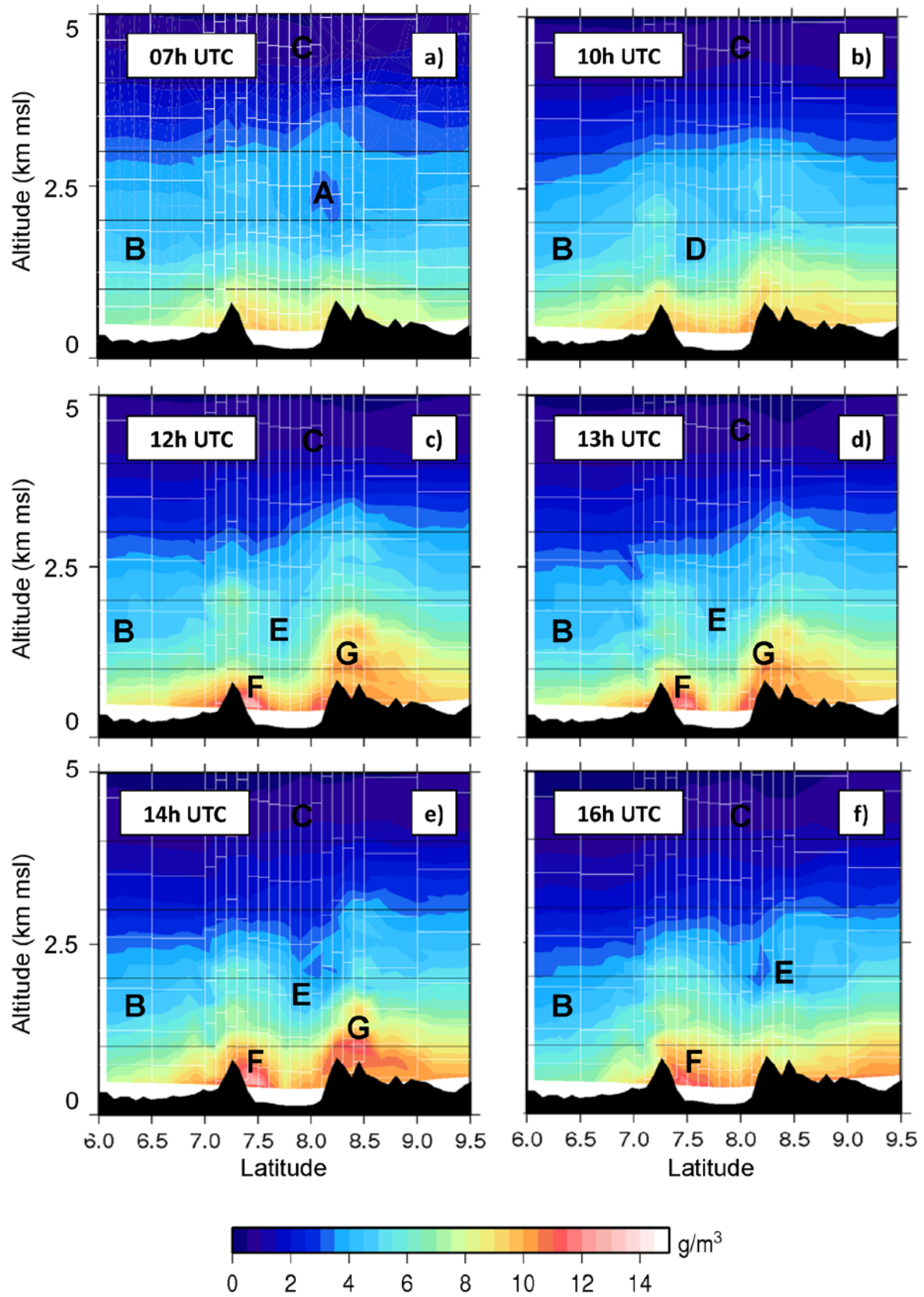


Figure 5: Height-longitude cross-section of specific humidity derived as a function of height using GPS tomography. The location of the cross-section is shown as the thick blue rectangle in Fig. 1a and as the white rectangle in Fig. 1b. Labels 'A' through 'G' refer to specific moist or dry features discussed in the text.

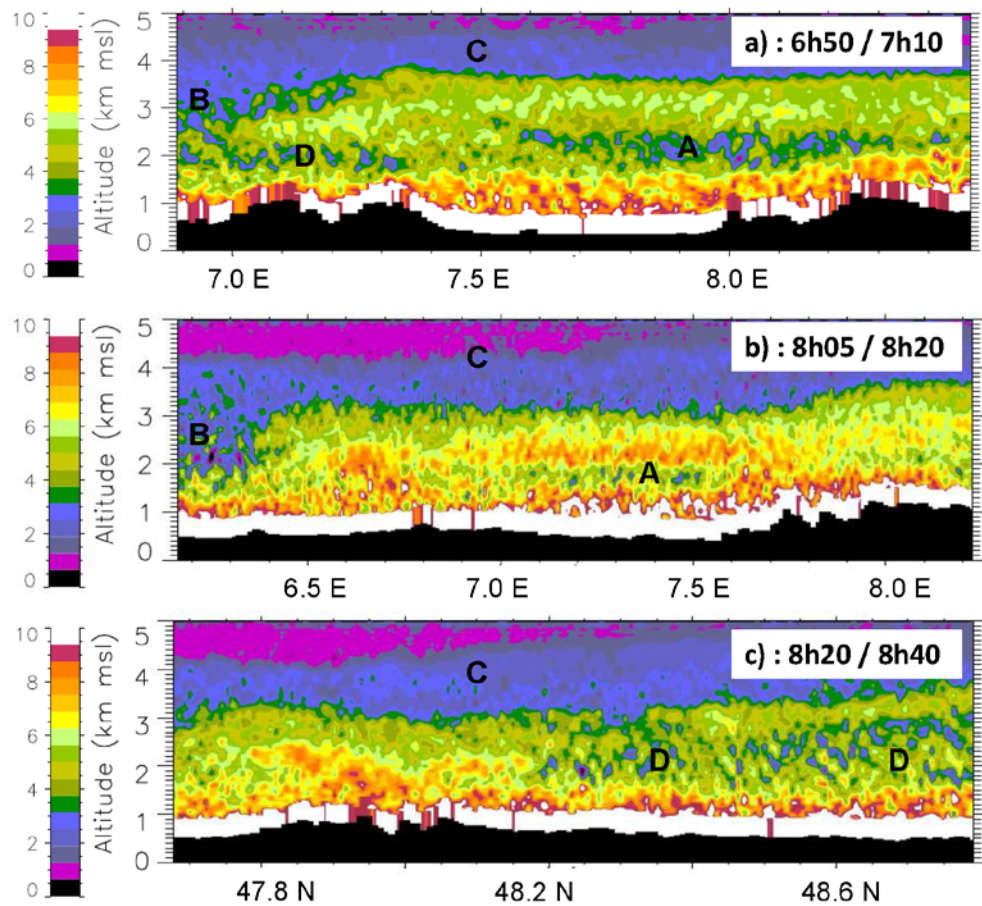


Figure 6: Vertical cross-sections of water vapor mixing ratio derived from the airborne DIAL LEANDRE 2 in the morning of 15 July 2007. The location of the three transects are as green lines in Fig. 1a. Cross-sections (a) and (b) were acquired along the northern and southern longitudinal transects. Cross-section (c) was acquired along the southwest-northeast oriented transect, west of the Vosges massif. Time is UTC. Labels 'A' through 'D' refer to specific moist or dry features discussed in the text.

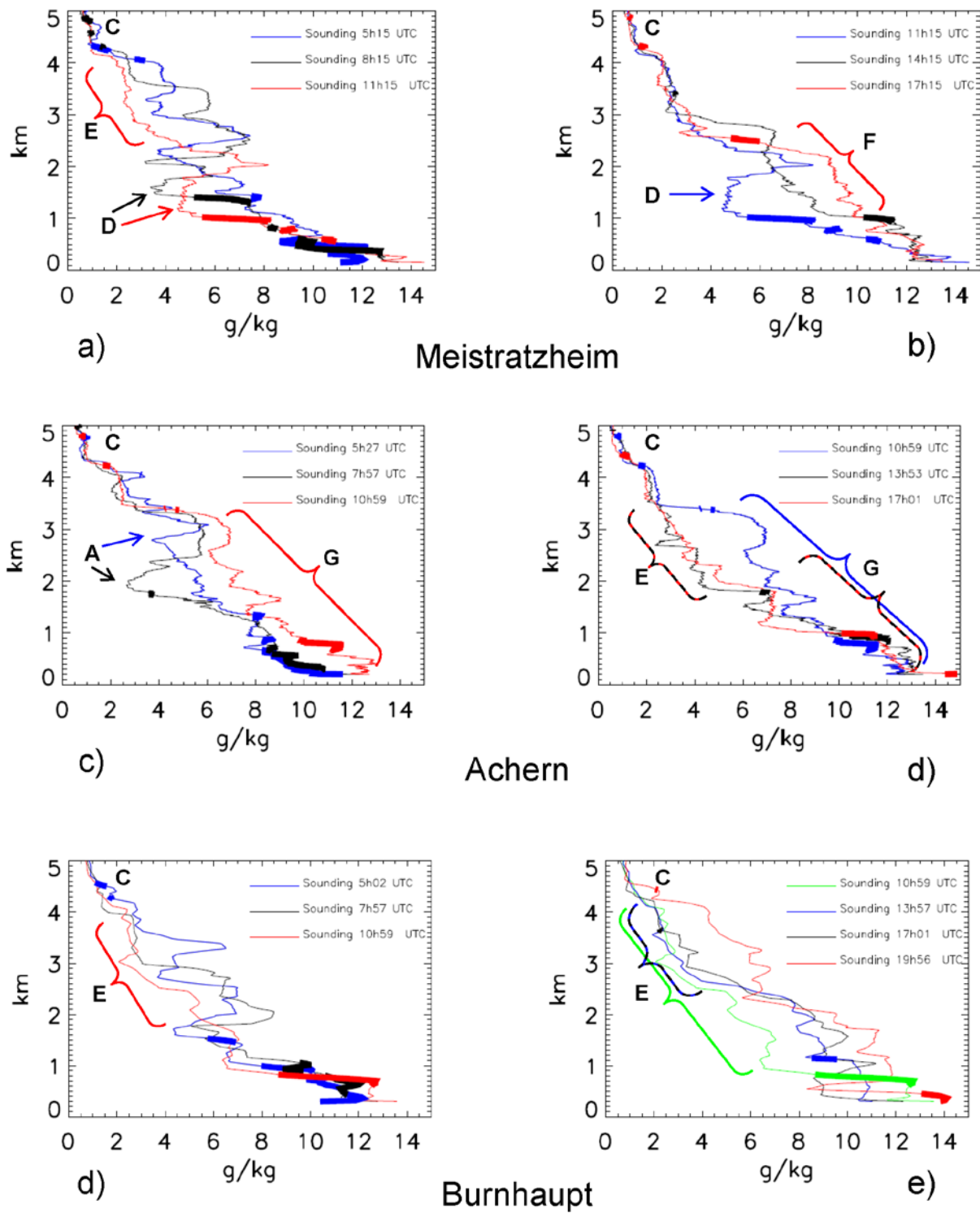


Figure 7: Water vapor mixing ratio profiles derived from balloon soundings in Meistratzheim on 15 July at (a) 0515, 0815 and 1115 UTC and at (b) 1115, 1415 and 1715 UTC. (c) same as (a) but in Achern at 0527, 0757 and 1059 UTC. (d) same as (c) but at 1059, 1353 and 1701 UTC. (e) same as (a) but for Burnhaupt at 0502, 0757 and 1059 UTC. (f) Same as (e) but at 1059, 1357, 1701 and 1956 UTC. Thick lines overlain on the profiles represent region of high static stability. Labels 'A' and 'C' through 'G' refer to specific moist or dry features discussed in the text.

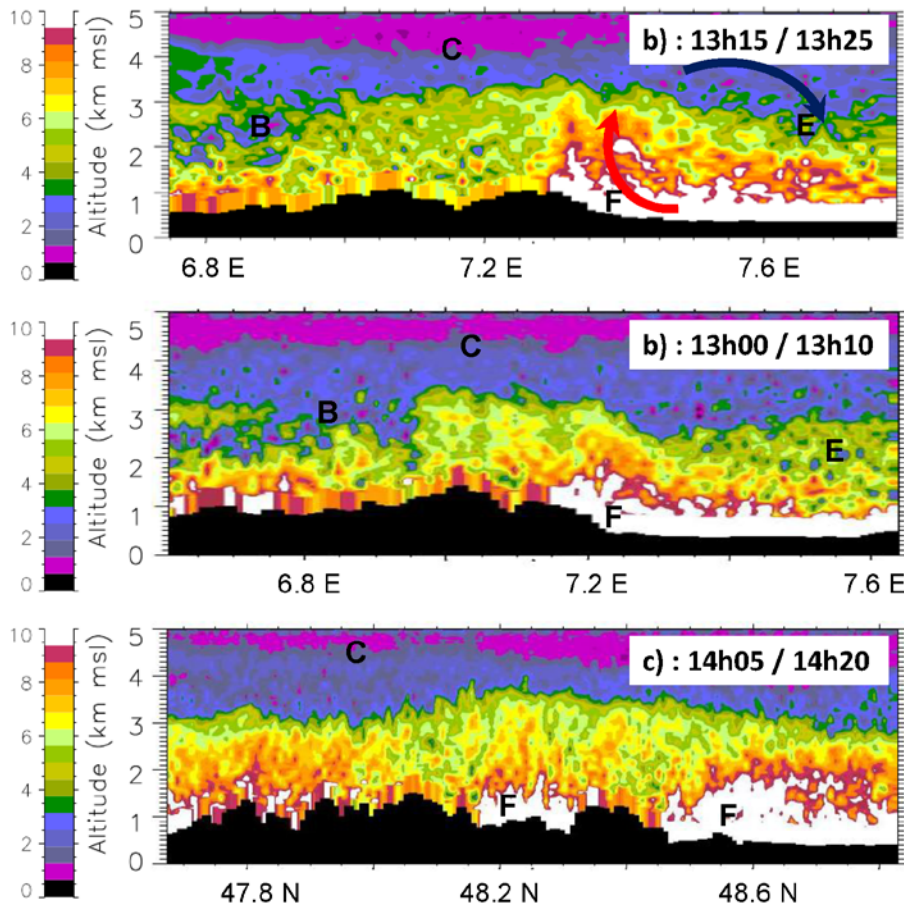


Figure 8: Vertical cross-sections of water vapor mixing ratio derived from the airborne DIAL LEANDRE 2 in the afternoon of 15 July 2007. The location of the three transects are as red dashed lines in Fig. 1a. Cross-sections (a) and (b) were acquired along the northern and southern longitudinal transects. Cross-section (c) was acquired along the southwest-northeast oriented transect above the crestline of the Vosges. Time is UTC. Labels 'B', 'C', 'E' and 'F' refer to specific moist or dry features discussed in the text.

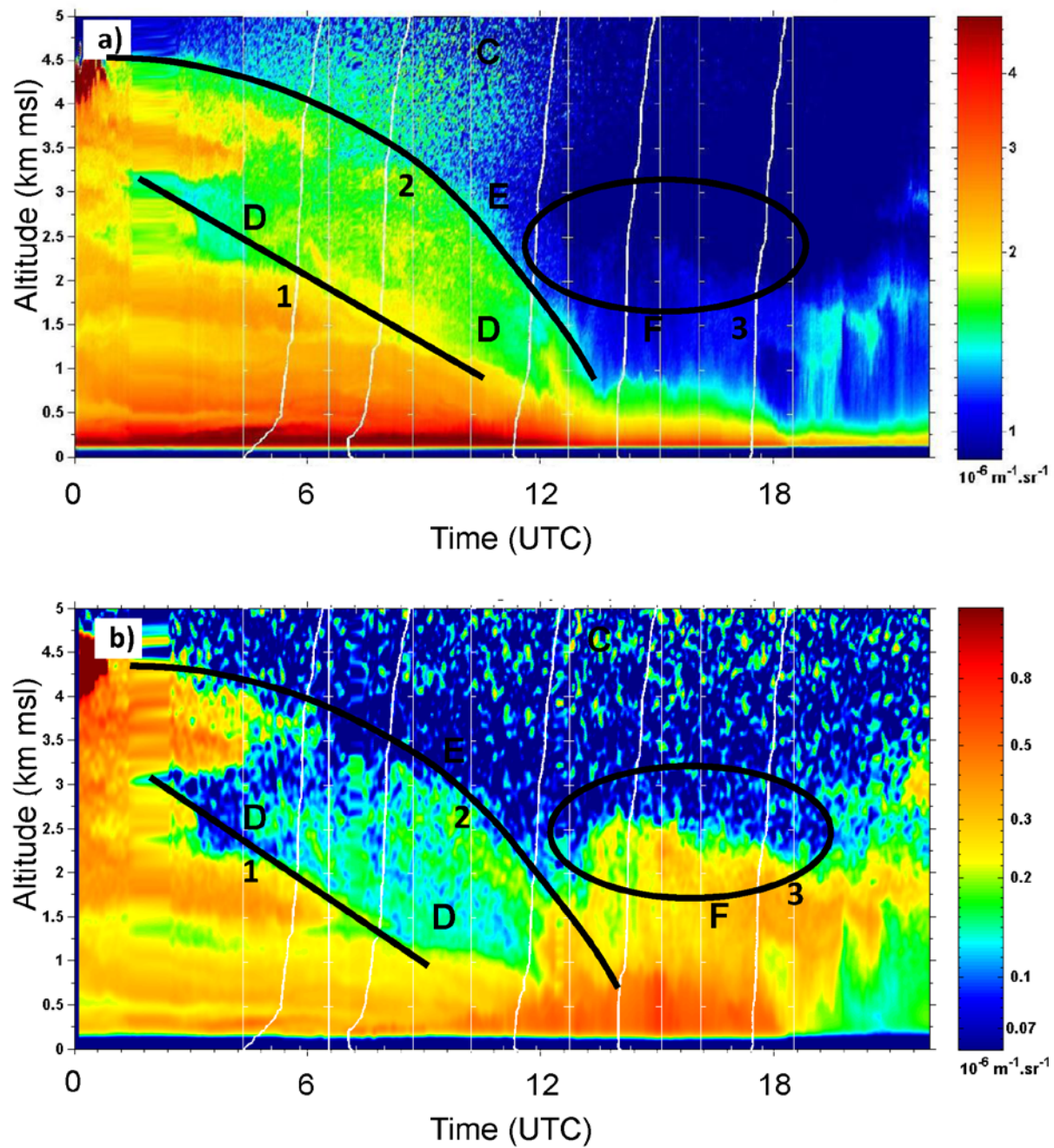


Figure 9: (a) Time-height cross-section of aerosol backscatter coefficient at 532 nm derived from the TReSS mini-lidar in Meistratzheim on 15 July 2007. Labels 'C' through 'F' refer to specific moist or dry features discussed in the text. Labels '1' through '3' refer to specific dynamical features discussed in the text. (b) same as (a) but at 1064 nm.

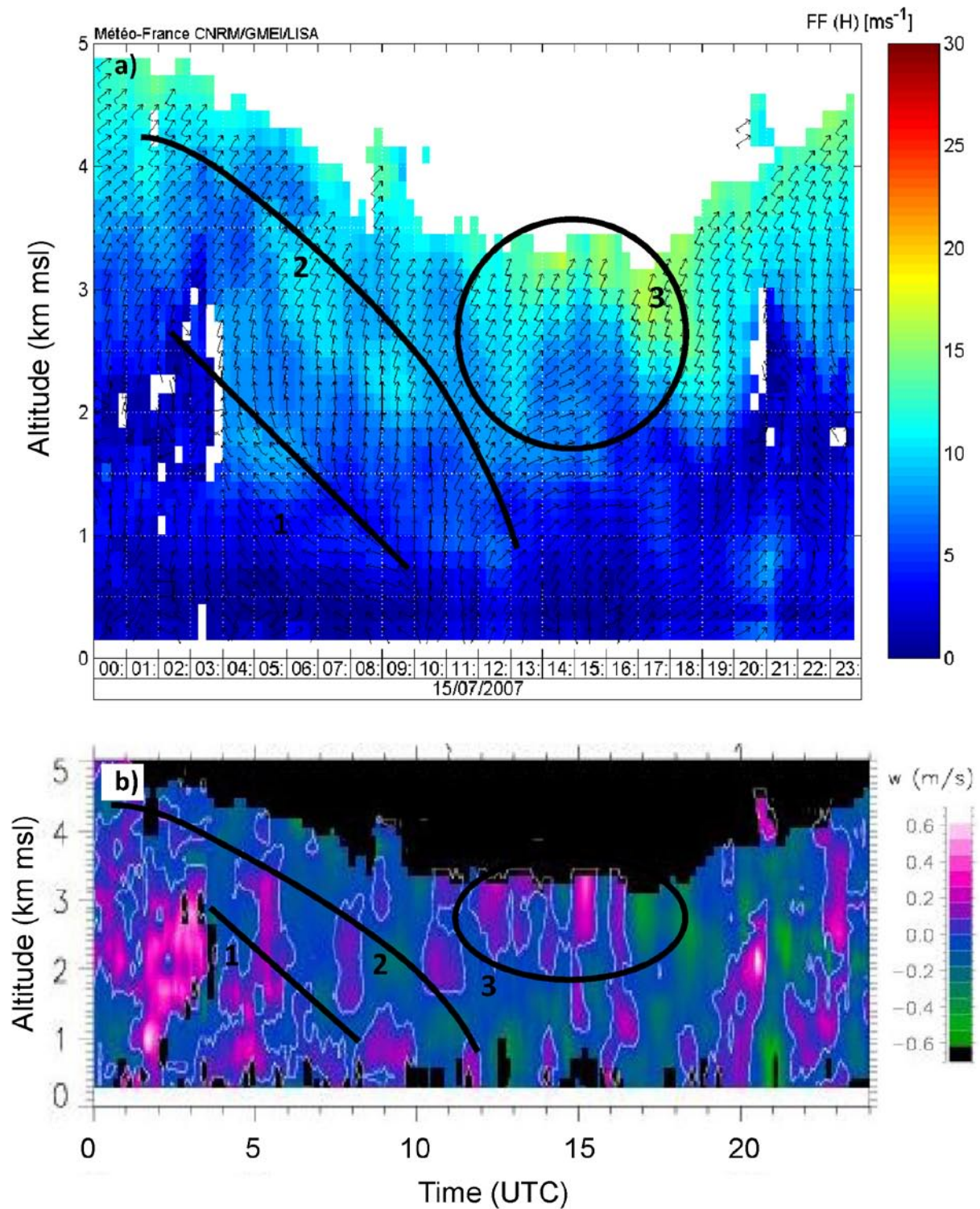


Figure 10: (a) Time-height cross-section of wind speed (colour) and direction (vectors) derived from the UHF radar on 15 July 2007. Labels '1' through '3' refer to specific dynamical features discussed in the text. (b) same as (a) but for vertical velocity.

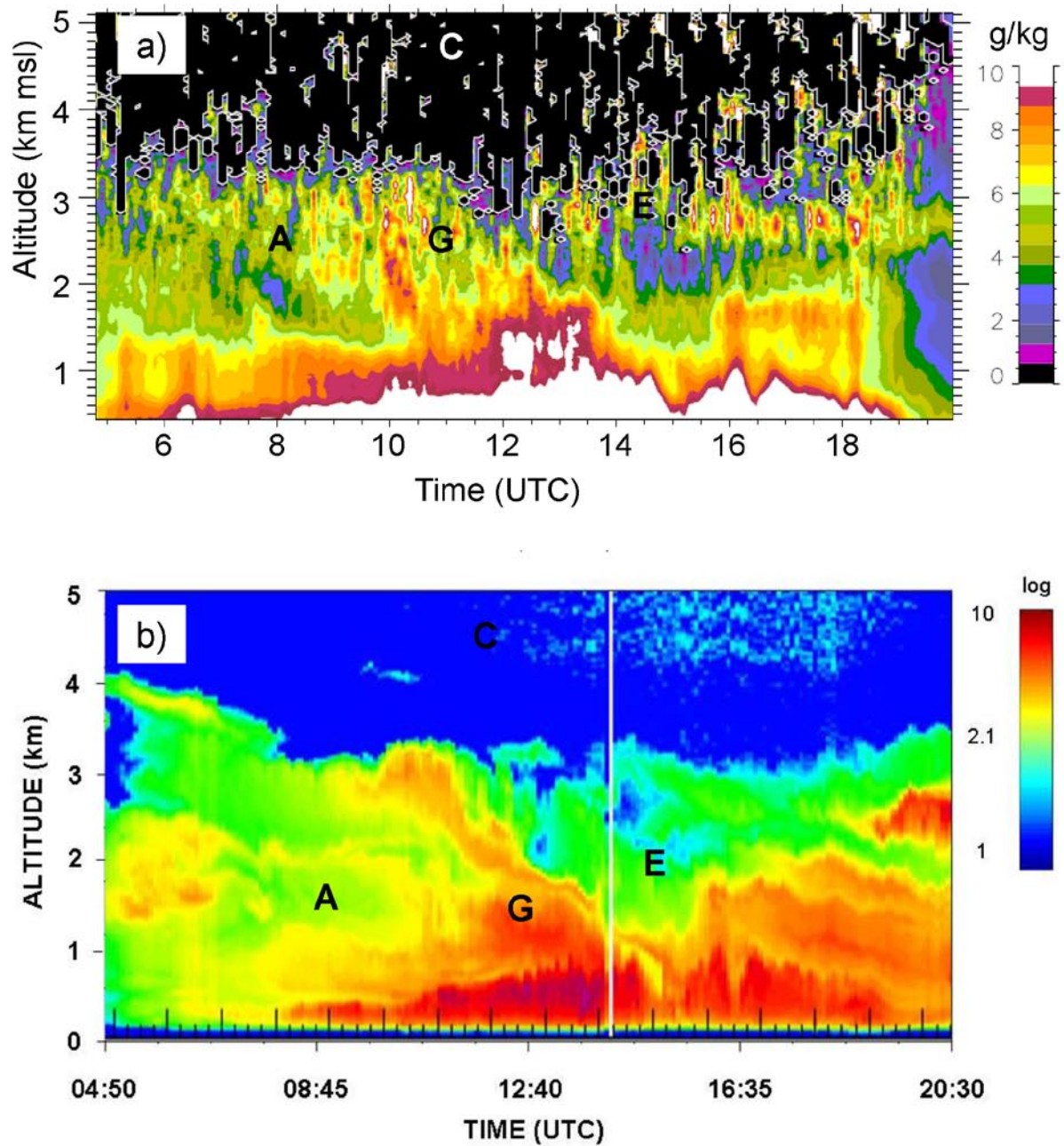


Figure 11: Time-height cross-section of water vapor mixing ratio derived from the BASIL Raman lidar in Achern on 15 July 2007. Labels 'A', 'C', 'E' and 'G' refer to specific moist or dry features discussed in the text. (b) same as (a) but for aerosol backscatter coefficient at 1064 nm.

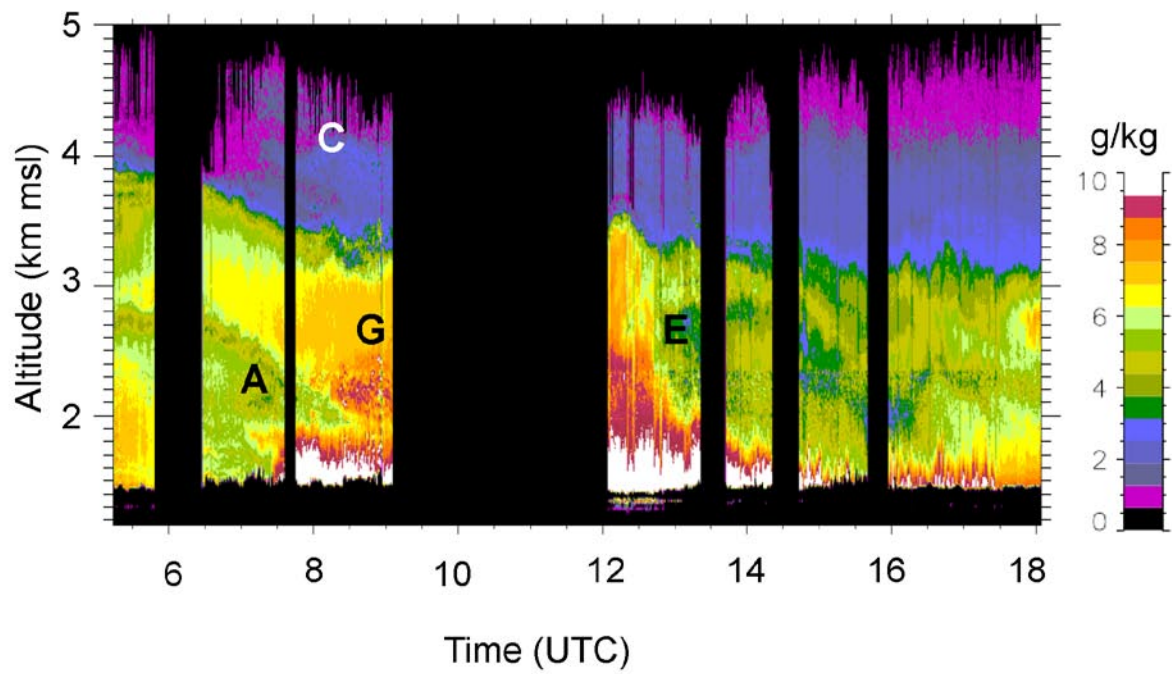


Figure 12: Time-height cross-section of water vapor mixing ratio derived from the UHoH lidar on Hornisgrinde on 15 July 2007. Labels 'A', 'C', 'E' and 'G' refer to specific moist or dry features discussed in the text.

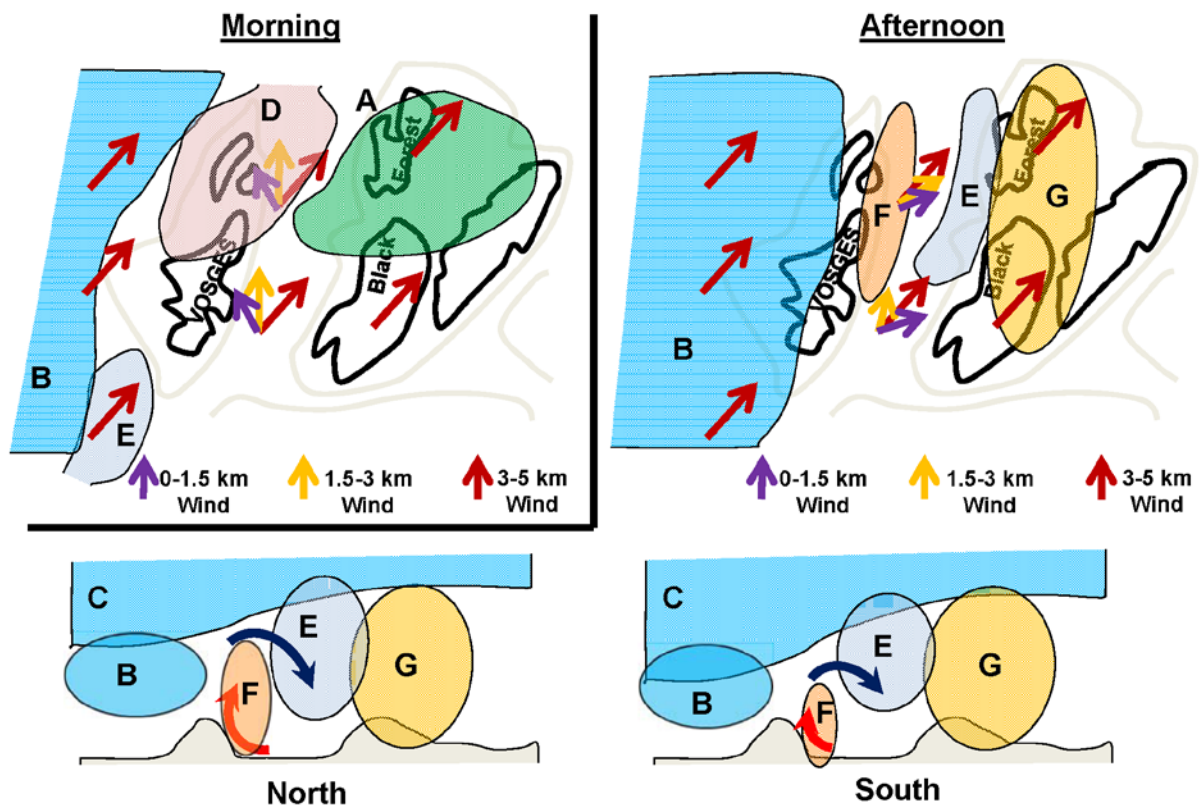


Figure 13: Schematic diagram of the main moisture and dynamical features encountered during the 15 July case, and their evolution between the morning and afternoon. The upper left panel shows the situation in the morning: moist and dry features are marked by letters and their horizontal extent is highlighted by the coloured areas. Winds are shown as arrows. The upper right panel is the same as the upper left panel, but for the afternoon. The lower left and right panels represent a schematic of location and extent of the moist and dry features discussed in the text along vertical cross-sections at latitude of the supersite and further south, respectively.

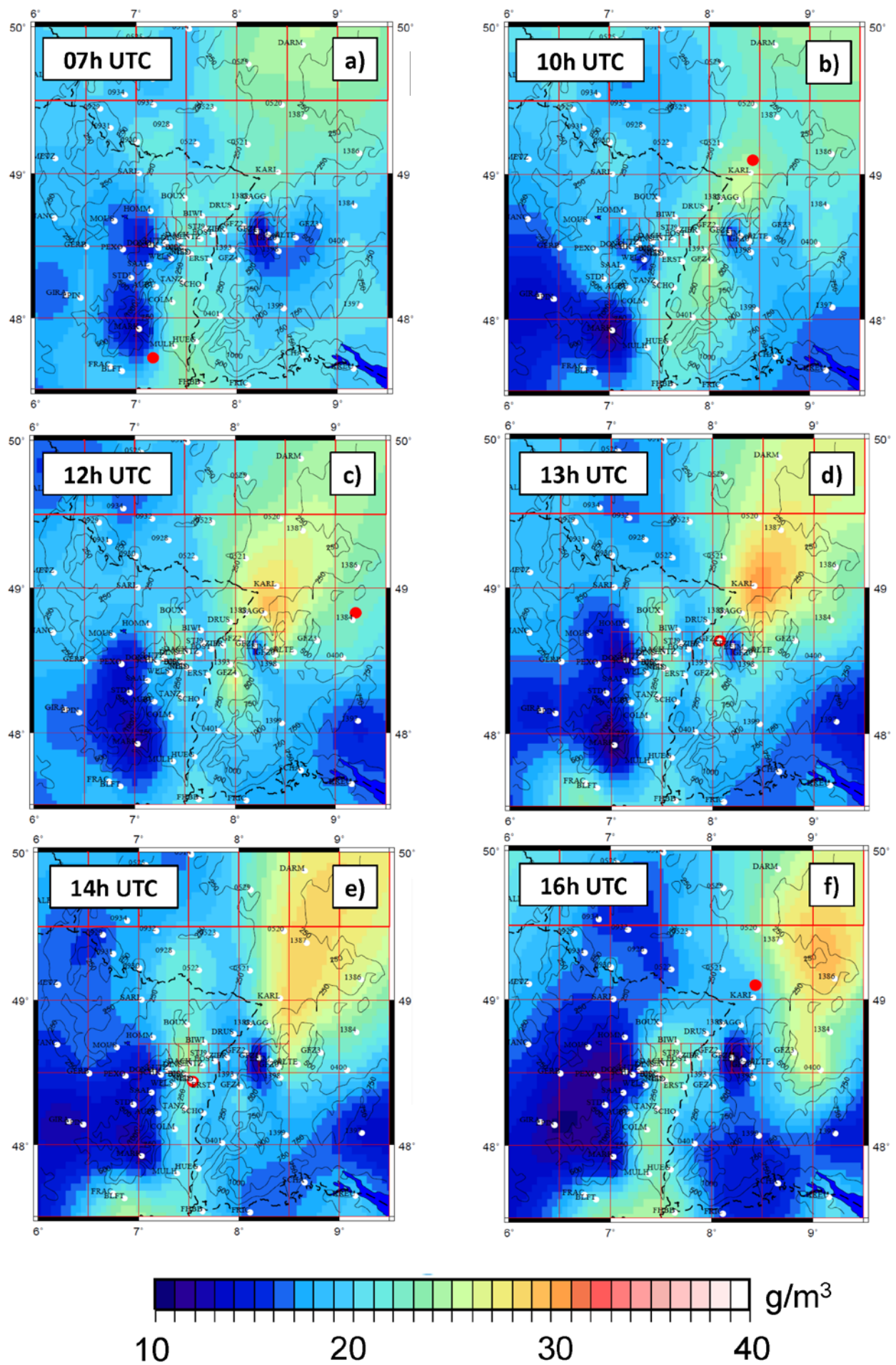


Figure 14 : Integrated Water Vapor content from GPS network.

3.4 Complément sur la situation post-convective

A l'issu de l'article j'ajoute quelques détails concernant la météorologie en fin de la journée au-dessus des Vosges. En effet, il a été observé (Figure A-3f) un forçage convectif assez marqué sur le flanc est des Vosges (couche F). L'enchaînement des couches sèches et la dynamique jusqu'en début d'après-midi, montrés dans l'article, expliquent bien pourquoi la convection n'a pas pu se développer sur les Vosges contrairement à ce qui s'est produit en Forêt Noire. Ils laissent en revanche planer le doute sur la fin de la journée d'autant que le forçage orographique diurne est resté actif jusqu'en fin de journée, en témoigne les relevés tomographiques (Figure A-5f).

L'observation satellite ne montre aucune convection sur les Vosges malgré ce forçage. Tout au plus peut-on constater quelques très petits cumulus sur les flancs est de façon très isolée et très peu développés dans l'après-midi. L'analyse des sondages de l'après-midi à Meistratzheim montre que les CCL se situent, comme sur l'ensemble de la zone COPS, entre 2200 m et 2600 m. Or, cette altitude est à mettre en comparaison avec l'altitude du sommet de la couche humide : entre 2300 m et 2800 m (Figure A-7b). Les coupes verticales de la tomographie montrent que ces valeurs sont légèrement plus élevées sur les flancs de relief que dans la vallée où se situe la station. Les résultats de l'analyse n'en sont pas modifiés pour autant : le CCL est très proche du sommet de la couche limite dans la zone de relief. Par ailleurs, les advections humides n'alimentent en vapeur d'eau ce forçage orographique que par l'est puisque à l'ouest de la ligne de crête se situe l'air sec de basse couche en provenance du sud. C'est pourquoi la convection n'a pas pu se développer l'après-midi sur les Vosges.

Par ailleurs, (Hagen, van Baelen, et Richard 2011) ont montré l'importance du flux pour la position de la zone de convergence au niveau des Vosges. Dans le chapitre 1.5.3.2 j'ai insisté sur le nombre de Froude qui est usuellement utilisé pour détecter la présence de la convection en amont du relief, sur la crête ou sous le vent de la ligne de crête. L'étude faite dans l'article a montré l'importance du forçage orographique sur le flanc est des Vosges, donc plutôt dans un cas sous le vent. Leur étude montre qu'en ce qui concerne les Vosges durant la campagne sur les situations analysées, les cas de convection sous le vent dépendent assez peu du nombre de Froude, mais surtout du flux présent en amont. Dans le cas du 15 juillet (qui n'a pas fait partie de leur étude vue l'absence de convection sur les Vosges), le nombre de Froude aurait été de toutes les façons peu significatif vue la présence de plusieurs couches aux différentes stabilités statiques qui sont présentes au-dessus de la couche limite. Leur étude s'est appuyée sur le vent présent à Nancy. Par rapport aux cas de convection sous le vent qu'ils détectent, le cas du 15 juillet présente sur Nancy un flux un peu plus méridien et donc un peu moins orthogonal à l'axe des Vosges que ce qu'ils

observent sur leurs quatre cas en flux de sud-ouest. En termes d'intensité le cas du 15 juillet est plutôt dans la fourchette haute, notamment dans les basses couches jusque 2 km. Etant donné la forme en ovale des Vosges, notre cas d'étude, avec un vent un peu plus orienté au sud, devrait logiquement défavoriser la convergence dans le sud du massif par rapport au nord. Or, ceci est tout à fait cohérent avec ce qui est observé avec le lidar LEANDRE2 l'après-midi (Figure A-8) où les coupes zonales montrent un forçage plus intense sur le nord de la zone que le sud du massif et la coupe méridienne le long de la ligne de crête une plus forte humidification sur le nord que sur le sud.

Enfin, il a été constaté au cours de la journée sur les sondages de Meistratzheim une diminution progressive de la couche limite qui devient de moins en moins marquée (Figures A-7a et A-7b avec la stabilité statique et Figure 5-1). Il est intéressant de constater que le lidar (Figure A-9a) montre un brassage sur les aérosols à partir de 18 h 30 TU, et qui est cohérent avec les fortes vitesses verticales observées sur le profileur à partir de la même heure (Figure A-10b). Ce n'est donc qu'à partir de cette heure que la couche limite en plaine et à l'ouest de la vallée du Rhin n'a atteint la couche stable présente entre 2 km et 2.5 km. C'est en revanche trop tardif pour permettre à la convection de réellement se développer, surtout avec la couche qui reste très sèche et stable au-dessus. Sur Achern, les sondages (Figures A-7c et A-7d avec la stabilité statique et Figure 5-2) comme le lidar (Figure A-11) sont cohérents avec une couche limite qui est resté place même en fin de journée.

3.5 Résumé de l'article et conclusion

L'étude de cas du 15 juillet 2007 a montré l'importance des couches sèches dans les processus qui ont été impliqués sur cette journée. La présence de la couche sèche subsidente la veille (le 14 juillet) a renforcé l'inversion au sommet de la couche limite puisqu'elle n'a pas été érodée avant l'après-midi du 15 juillet dans les zones de plaine comme le montre les sondages de Meistratzheim et Achern (Figure A-7). Ce n'est pas le cas sur les zones de relief. Dès le matin le flanc est des Vosges est exposé au rayonnement solaire et les brises de pente se mettent en place. De plus l'air sec de basse couche reste à l'ouest de la ligne de crête. En cours de matinée la subsidence d'une couche d'air sec arrivant par le sud-ouest modifie sensiblement la situation et fini par annihiler les velléités convectives sur les Vosges. L'étude montre que même si la tranche d'air sec principale reste à l'ouest les advections sèches plus faibles et à plus fine échelle ont beaucoup influencé l'évolution de la convection sur les Vosges.

L'étude montre également qu'entre la fin de matinée et le début d'après-midi une seconde invasion sèche vient se mêler à la première à l'ouest de la vallée du Rhin. A Meistratzheim les deux couches fusionnent entre 12 TU et 13 TU (Figure A-9). Cette seconde masse d'air est plus importante puisqu'elle concerne l'ensemble de la colonne atmosphérique au-dessus de sa base (localement la couche limite), ce qui n'était pas le cas

de la première. En revanche, pour bloquer la convection, une simple couche fine sèche, associée à une subsidence et donc à un renforcement de la stabilité statique sous-jacent, est suffisante. Dans ce cas la seconde advection ne vient qu'appuyer et renforcer l'effet de la première.

Le travail a montré aussi l'interaction de cette couche avec le forçage orographique, et en particulier le renforcement de l'advection par la subsidence générée par le courant de retour dans la vallée (Figure A-8). La ligne de convergence se développe principalement à l'avant de cette zone sèche. A l'arrière du passage de cette zone sèche la convection n'a pas pu reprendre sur les Vosges, avec une convergence pas assez accentuée et la présence conjointe du vent de sud-ouest du plafond de l'anomalie sèche qui est resté trop bas malgré la présence d'air très humide sur le flanc est des Vosges.

4 Analyse des masses d'air

4.1 Introduction

Le chapitre 3 a montré la complexité de la situation météorologique et notamment le rôle particulier joué par les masses d'air sec dans l'inhibition de la convection au-dessus des Vosges. Si la compréhension de cette évolution est maintenant bien appréhendée, on peut s'interroger sur l'origine de ces couches sèches qui ont eu une influence à l'échelle régionale sur les processus convectifs. L'intérêt de mieux comprendre l'origine de ces couches sèches est double. D'une part, il est primordial de mieux comprendre l'influence de la grande échelle (par nature ces masses d'air proviennent de régions éloignées et ont acquis leurs caractéristiques au cours des jours précédents les événements analysés). D'autre part, en étudiant leur comportement dynamique et thermodynamique, on peut envisager d'améliorer la prévisibilité des événements convectifs.

Ce chapitre ne revient pas sur le contexte météorologique général qui a été abordé aux chapitres 3.2 et 3.3.4. En revanche j'étudie plus précisément l'origine de la première couche sèche matinale (couche A). Dans un second temps j'aborde en détails la couche sèche présente à l'ouest des Vosges (couche B) à l'origine de l'advection d'air plus sec dans la journée au-dessus du domaine (notamment la couche E). Le cœur de l'analyse se base sur l'étude de rétrotrajectoires.

4.2 Etude de la couche A

4.2.1 Contexte général

Pour comprendre l'origine de la couche A et son rôle sur le domaine COPS le 15 juillet, il est nécessaire d'analyser la situation météorologique à partir du 11 juillet. Pour cela on s'appuiera sur la Figure 4-1. Il s'agit d'analyses générées par le modèle GFS. Le champ coloré montre l'épaisseur de la couche comprise entre 1000 et 500 hPa. C'est donc une indication de la température moyenne de la moitié basse de la troposphère les masses d'air chaud étant les plus épaisses. Les lignes noires représentent l'altitude géopotentielle à 500 hPa, tandis que les lignes blanches représentent la pression réduite au niveau de la mer.

Situation météorologique générale

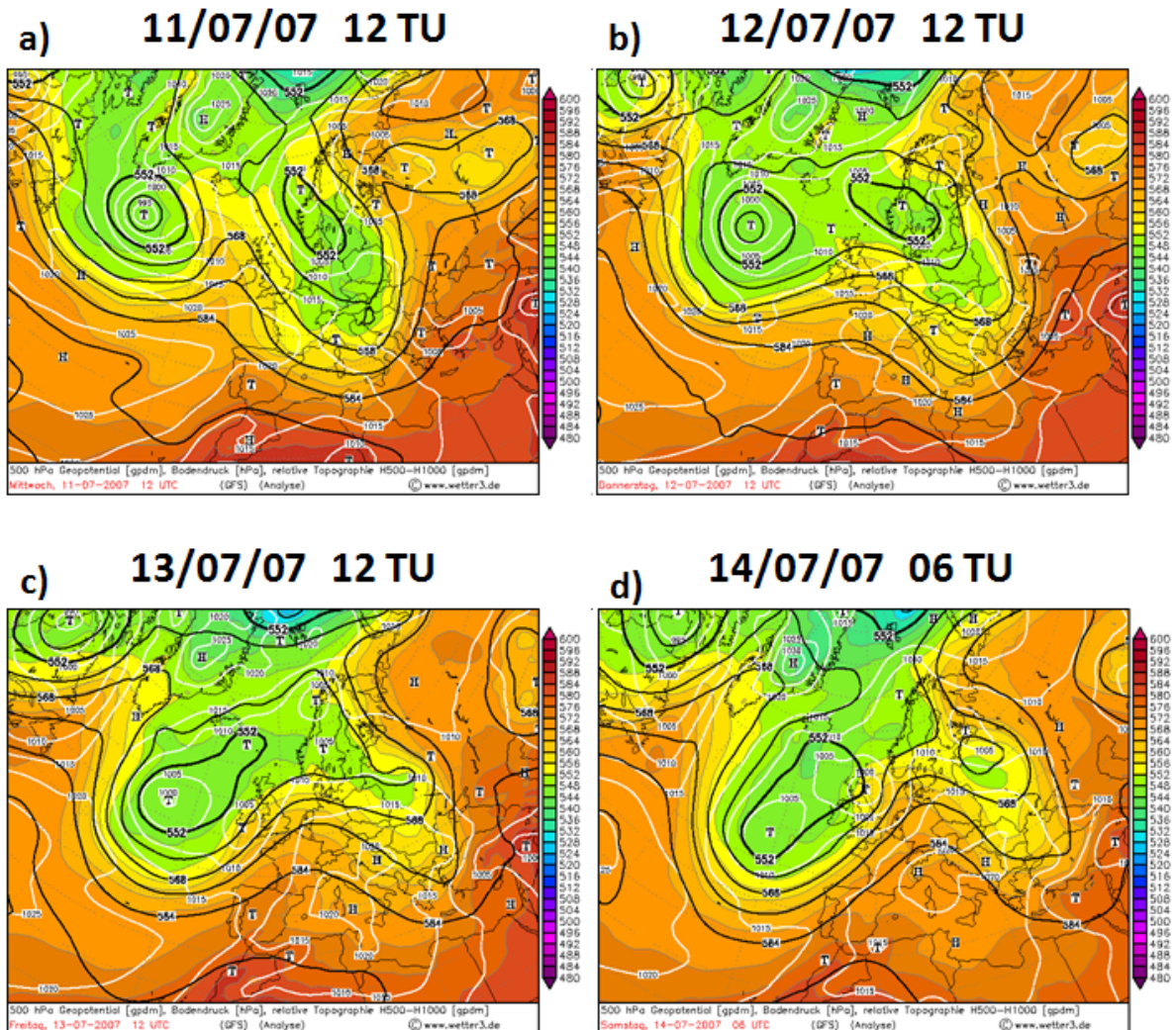


Figure 4-1 : Analyse GFS le 11 juillet 2007 à 12 TU (a), le 12 juillet 2007 à 12 TU (b), le 13 juillet 2007 à 12 TU (c) et le 14 juillet 2007 à 06 TU (d).

Le champ coloré montre l'épaisseur de la couche comprise entre 1000 et 500 hPa, les lignes noires représentent l'altitude géopotentielle à 500 hPa, et les lignes blanches représentent la pression réduite au niveau de la mer (Images Wetter3 : <http://www.wetter3.de/>).

Le 11 juillet (Figure 4-1a), la situation météorologique montre des ondes de Rossby synoptiques qui gagnent en amplitude et tendent à ralentir leur progression vers l'est. Une dorsale à 500 hPa sur le proche Atlantique remonte jusqu'en Islande avec de l'air plus doux sur la moitié basse de la troposphère. Parallèlement un large thalweg d'altitude s'étend de la Scandinavie à l'Europe Centrale. La dorsale Atlantique s'affaisse le 12 juillet : il n'en reste plus qu'une faible trace du Pays Basque à l'est de l'Ecosse (Figure 4-1b). L'amplitude des ondulations diminue, ce qui permet à nouveau une progression zonale plus franche de celles-ci sur l'Atlantique. L'activité barocline regagne en dynamisme, comme en témoigne la cyclogenèse à 1000 km au large de la Bretagne et bien visible sur le champ de pression

réduit au niveau de la mer. Le thalweg présent sur l'Europe migre lentement vers l'est en se comblant progressivement. L'évolution de ce thalweg se poursuit durant les 24 h suivantes (Figure 4-1c). La cyclogenèse présente sur l'Atlantique a continué son développement et se retrouve au niveau de l'Irlande. Elle se prolonge par une activité frontale visible sur le champ de pression de surface jusqu'au large de la Péninsule Ibérique. L'instabilité barocline responsable de cette cyclogenèse a également permis l'augmentation de l'amplitude de l'onde présente sur l'Atlantique. L'ondulation zonale continue de se développer le 14 juillet (Figure 4-1d) et finit par déferler entre le 14 et le 15 juillet, ce qui ralentit de nouveau la progression vers l'est de l'onde : elle y est quasiment stationnaire. On insiste sur les ondes car leurs interactions baroclines vont directement intervenir sur la propagation et l'évolution de la couche d'air A jusqu'aux abords de la zone COPS. Cette Figure 4-1d montre donc la situation générale le 14 juillet à 06 TU. La situation matérialise bien le flux de sud-ouest anticyclonique chaud qui domine sur une partie de l'Europe à l'avant du thalweg perturbé qui concerne le proche Atlantique jusqu'aux Iles Britanniques.

Cette situation est bien illustrée par l'imagerie satellite du canal vapeur d'eau de la Figure 4-2. La couche sèche qui nous intéresse (A) est matérialisée par la flèche rouge sur ces quatre vues. Ainsi le 13 juillet à la mi-journée (Figure 4-2a), la masse d'air se trouve au sud de l'anomalie principale de basse stratosphère marquée (flèche verte). Celle-ci, très active, se trouve 500 km au nord-ouest de la Galice. Les champs de tourbillon potentiel (analyse GFS, non montrée) montrent que cet air est d'origine stratosphérique (environ 4 PVU à 300 K) ; il apparaît très sec dans le canal vapeur d'eau à 6.2 μm . Cette ondulation synoptique, avec une longueur d'onde inférieure à 1000 km, évolue rapidement sur le pourtour du thalweg beaucoup plus large qui concerne l'Atlantique décrit dans la Figure 4-1. La masse d'air sec A est présente au sud de cette région où se déroule l'intrusion marquée d'air stratosphérique au sein de la troposphère. Le signal associé à cette couche A est moins marqué sur l'imagerie vapeur d'eau (c'est-à-dire. moins sec) et l'organisation nuageuse, à l'avant de l'anomalie sèche (couche A), nettement moins étendue spatialement qu'à l'avant de l'anomalie principale située plus au nord. Il s'agit donc d'une anomalie latente qui n'interagit que peu avec son environnement immédiat (par rapport à une anomalie active pour laquelle les interactions baroclines sont beaucoup plus importantes) (Santurette et Georgiev 2005). L'analyse des éléments de dynamique (Figure 4-3a) peut se faire grâce aux cartes d'advection de tourbillon absolu qui permettent d'identifier les forçages (voir le chapitre 1.5.1). L'analyse montre bien la présence d'un thalweg actif avec un gros forçage positif à l'avant de l'advection négative de tourbillon absolu (flèche verte) située à l'arrière immédiat de ce thalweg. Ces ondulations ne sont presque pas visibles sur les cartes de la circulation synoptique de la Figure 4-1. En effet, l'altitude 500 hPa, proche du milieu de la troposphère en situation estivale, est donc à l'altitude du maximum de la vitesse verticale générée par les interactions baroclines entre les premiers kilomètres proches du sol et la tropopause. La divergence synoptique y est donc peu marquée, ce qui empêche les anomalies de se développer à ce niveau (voir le chapitre 1.5.1). En revanche, le forçage

dynamique matérialisé par la flèche verte sur la Figure 4-3a puise son énergie de la baroclinie associée au thalweg de grande longueur d'onde visible sur la Figure 4-1c et également identifiable avec un jet marqué (jusque 55 m.s^{-1} , non montré). Enfin, si on retourne à la Figure 4-3a, un thalweg passif (flèche rouge) associé à la couche A au sein de la troposphère avec le noyau d'advection négative de tourbillon absolu est identifiable au large de la Galice. L'analyse croisée de l'imagerie satellite et des champs de l'analyse GFS est cohérente puisque dans les deux cas cette structure y est identifiable.

Canal vapeur d'eau du satellite

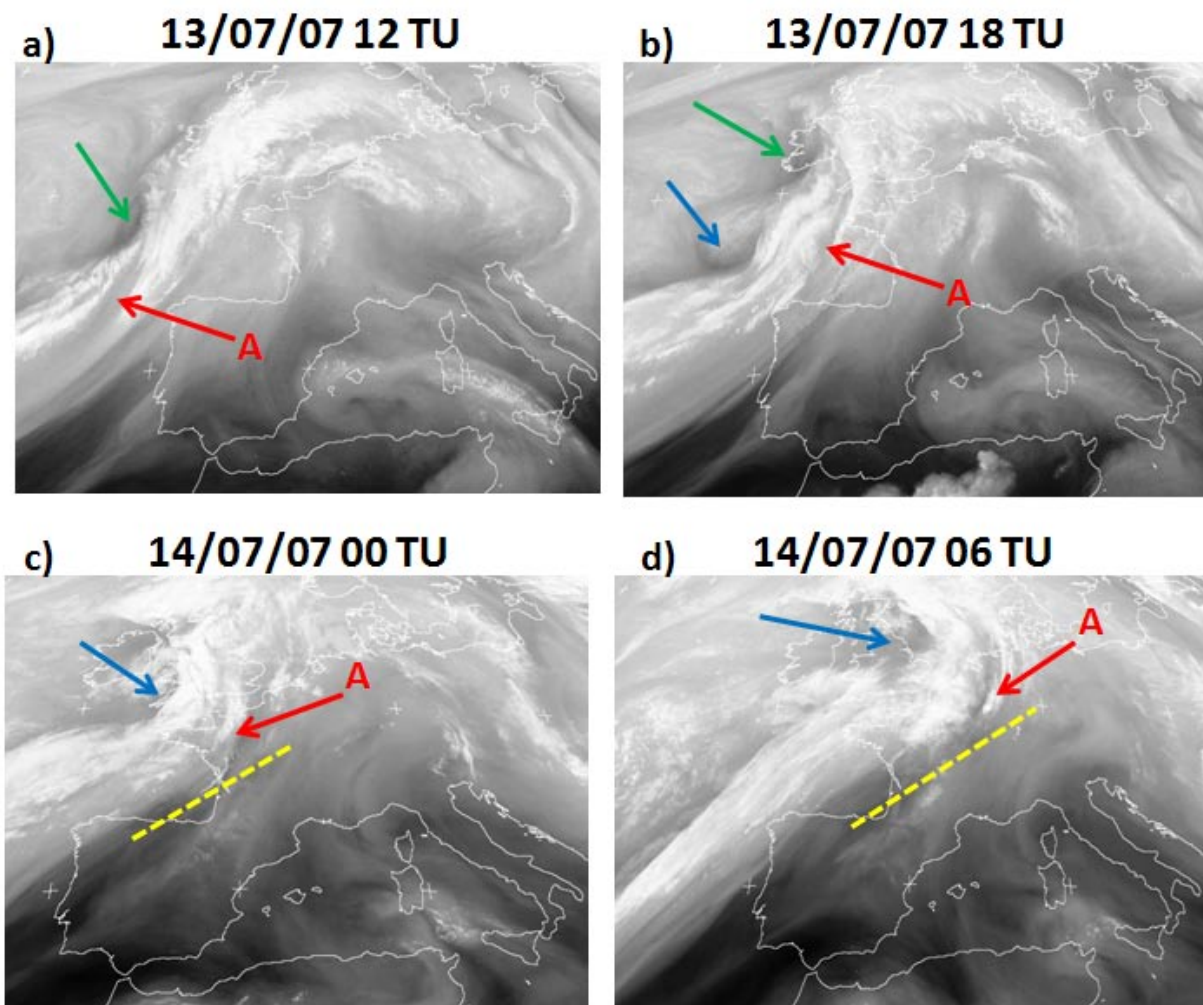


Figure 4-2 : Canal vapeur d'eau MSG vers $6.2 \mu\text{m}$ le 13 juillet 2007 à 12 TU (a) et 18 TU (b), et vers $7.3 \mu\text{m}$ le 14 juillet 2007 à 00 TU (c) et 06 TU (d) (Images Université de Dundee : <http://www.sat.dundee.ac.uk/>) La flèche rouge positionne la couche A, les flèches verte et bleue les anomalies de basse stratosphère actives, et la ligne jaune discontinue une advection sèche dans un flux de sud-ouest qui précède la couche A sur la zone COPS.

L'évolution six heures plus tard, le 13 juillet à 18 TU (Figure 4-2b), montre bien le déplacement de l'interaction barocline (flèche verte) vers l'Irlande. Une seconde interaction barocline (flèche bleue), à nouveau bien marquée, se retrouve au nord-ouest de la Galice. Si les interactions baroclines ont développé les anomalies actives, leur faisant prendre de l'amplitude, et donc ralentissant leur propagation zonale, ce n'est pas le cas pour l'anomalie passive que constitue la couche A. Elle peut ainsi plus facilement migrer vers l'est sans interagir avec l'écoulement perturbé.

Advection de vorticité absolue

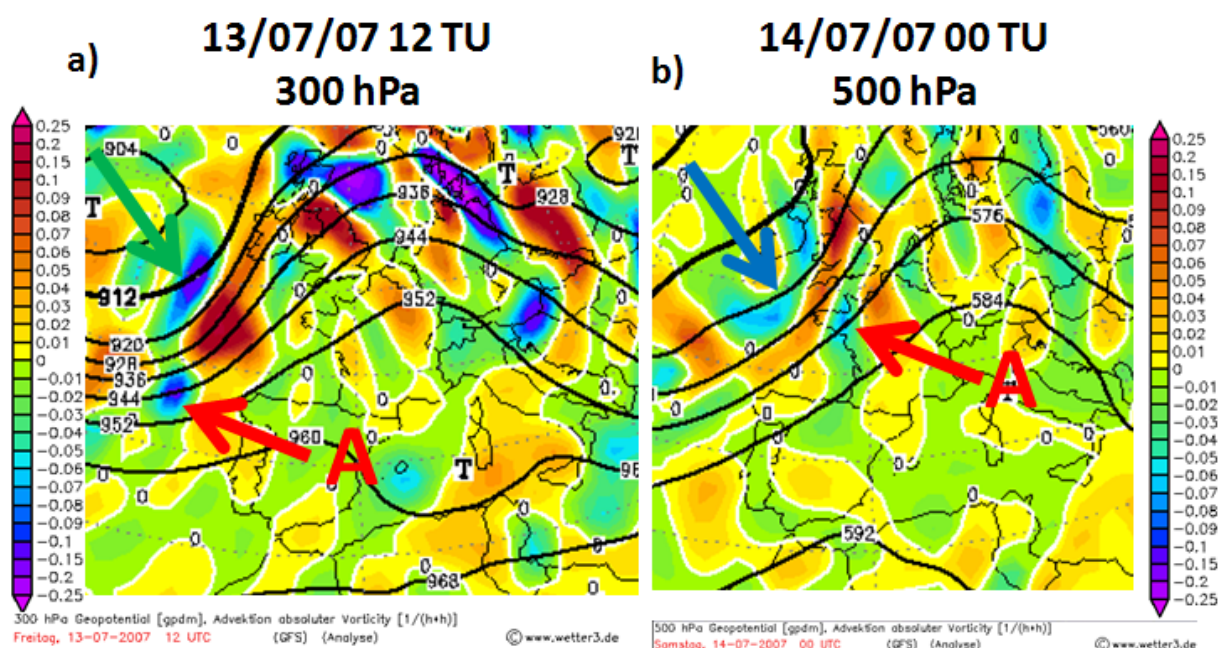


Figure 4-3 : Analyse GFS le 13 juillet 2007 à 12 TU à 300 hPa (a) et le 14 juillet 2007 à 00 TU à 500 hPa (b) (Images Wetter3 : <http://www.wetter3.de/>). Le champ coloré représente de l'advection de vorticité absolue et les lignes noires l'altitude géopotentielle du niveau considéré. La flèche rouge positionne la couche A et les flèches verte et bleue les anomalies de basse stratosphère actives.

Le 14 juillet à 00 TU (Figure 4-2c) l'anomalie passive (couche A), du fait de sa propagation vers l'est plus rapide que la zone perturbée, se retrouve à l'est (  l'avant) de cette zone. Pour l'analyse il a été choisi de changer de canal du satellite et de prendre le canal centré vers $7.3 \mu\text{m}$. Ce dernier est positionné sur le bord de la fenêtre d'absorption de la vapeur d'eau, ce qui permet d'obtenir une information sur l'humidité des couches présentes un peu plus bas que celles associées au canal précédent. En effet, cette anomalie (couche A) subit une légère subsidence et se retrouve surmontée d'un air plus humide (caractérisé par la présence de cirrus). La Figure 4-3b montre le forçage lié à l'advection de tourbillon absolu à 500 hPa, donc à des niveaux inférieurs à ceux précédents. Il est aisé d'y repérer le forçage lié à la perturbation principale (flèche bleue) et celui, plus ténu, lié à ce

qui se passera ultérieurement au-dessus de la région COPS avec la couche A. Sur la Figure 4-2c le canal choisi permet également de remarquer, qu'à l'avant de la couche A, un air sec est présent depuis l'Espagne (ligne discontinue jaune) à des niveaux inférieurs. Cet air sec se remarque sur la figure au dessus du Portugal et de la Galice, entre les niveaux 800 et 500 hPa (corroboré par l'analyse GFS), avec une progression jusque dans le Golfe de Gascogne à l'étage moyen. Cette couche s'advectera au-dessus de la région COPS quelques heures plus tard.

Enfin, le 14 juillet à 06 TU (Figure 4-2d) l'anomalie latente (couche A) a continué son déplacement vers l'est, dans un environnement globalement subsidant, ainsi que le montrent les analyses des champs dynamiques des modèles (vitesse verticale sur GFS et ECMWF, non montrée). L'air sec de la couche A se trouve maintenant proche de la zone COPS, à l'ouest de l'air sec en provenance d'Espagne (marqué en pointillé jaune sur la Figure 4-2d). La Figure 4-4a montre le champ d'humidité relative à 700 hPa et l'air sec sur la façade est de la France. Une advection d'air plus humide dans le flux de sud-ouest sur l'axe central de la France est également visible. Cette langue d'air humide est évoquée plus loin, dans l'analyse fine de l'évolution de la couche A car elle joue un rôle sur l'évolution des caractéristiques de celle-ci.

RH 700 hPa

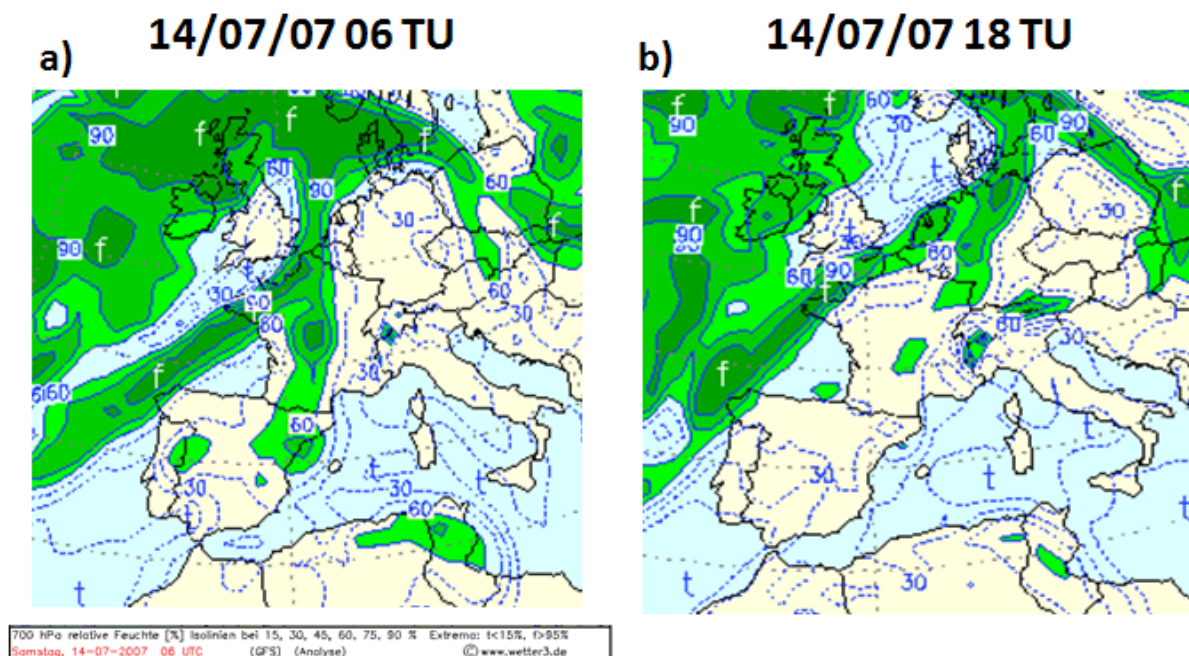


Figure 4-4 : Analyse GFS de l'humidité relative le 14 juillet 2007 à 06 TU (a) et le 14 juillet 2007 à 18 TU (b). Le champ est coloré à partir de 60 %.
 (Images Wetter3 : <http://www.wetter3.de/>).

4.2.2 Evolution à fine échelle de l'intrusion sèche

L'analyse à plus fine échelle dans la zone COPS se concentre principalement sur l'étude des coupes zonales issues du modèle Méso-NH le long de l'axe des supersites (Figure 4-5 et Figure 4-6), l'analyse des données temporelles du lidar BASIL (Figure 4-7) situé au cœur du domaine d'étude sur l'est de la Vallée du Rhin (Figure A-1a), et l'analyse de deux séries temporelles de tomographie GPS extraites à l'emplacement des sites d'Achern et de Burnhaupt (Figure 4-8). Je vais principalement étudier la relation observée entre la dynamique à meso-échelle et l'évolution du champ d'humidité dans le domaine COPS.

La Figure 4-5 permet de mettre en avant, via les données de tourbillon potentiel, l'évolution dynamique avec l'humidité en rapport de mélange. Ce sont des champs issus du petit domaine de la simulation Méso-NH lancée avec l'analyse du 14 juillet 2007 à 00 TU. La Figure 4-6 présente l'humidité sous la forme d'un champ coloré d'humidité relative, couplée à l'information du vent le long de l'axe de la coupe. Le 14 juillet à 12 TU (Figure 4-5a et Figure 4-6a) l'air sec étant arrivé par l'ouest, comme expliqué précédemment, surplombe la zone COPS au-dessus de 2.5 km d'altitude. La zone de plus fort gradient vertical d'humidité se situe vers 2 km d'altitude (isolignes de rapport de mélange). Immédiatement à l'arrière, soit à l'ouest des Vosges, de l'air plus humide arrive dans le flux de sud-ouest, d'abord vers 3 km d'altitude, puis plus bas. Cet air plus humide est associé à des valeurs de tourbillon potentiel bien plus faibles qui témoignent d'une origine de masses d'air synoptiquement très différentes. De même il est notable que l'air sec qui couvre le domaine COPS et les régions plus à l'ouest présente des valeurs de tourbillon potentiel plus élevées (avec des valeurs qui s'approchent de 0.9 PVU) qu'à l'est avec des valeurs plus proches de 0.2 à 0.3 PVU pour des rapports de mélange équivalents. Cette différence est à mettre en relation avec l'observation faite dans la partie 4.2.1 où j'ai montré que l'air sec qui arrivait sur la zone d'étude était composé d'une succession de deux masses d'air d'origines différentes. D'une part, on retrouve à l'avant un flux d'air sec issu de l'Espagne et déjà présent à ces niveaux compris entre 3 et 6 km d'altitude, et d'autre part, plus à l'ouest, une anomalie d'altitude passive qui a subsidé avec son air sec. Les plus fortes valeurs de tourbillon potentiel sont donc atteintes pour l'air issu de cette anomalie passive (couche A). Il est utile de rappeler que les valeurs de l'ordre de 1 PVU observées sont typiques des masses d'air de la haute troposphère (B. J. Hoskins, McIntyre, et Robertson 1985a; B. Hoskins et Berrisford 1988). En effet, cette anomalie latente, déjà ancienne (Figure 4-2a), n'a pas fait déferler verticalement de l'air stratosphérique puisqu'il n'y a pas eu d'interaction barocline significative. L'air humide qui arrive à l'ouest des Vosges est celui qui est visible sur l'axe central de la France sur la Figure 4-4a avec l'humidité à 700 hPa (coloration du champ à partir de 60 % d'humidité relative).

14 juillet 2007 – Coupes MNH à 48.5 N

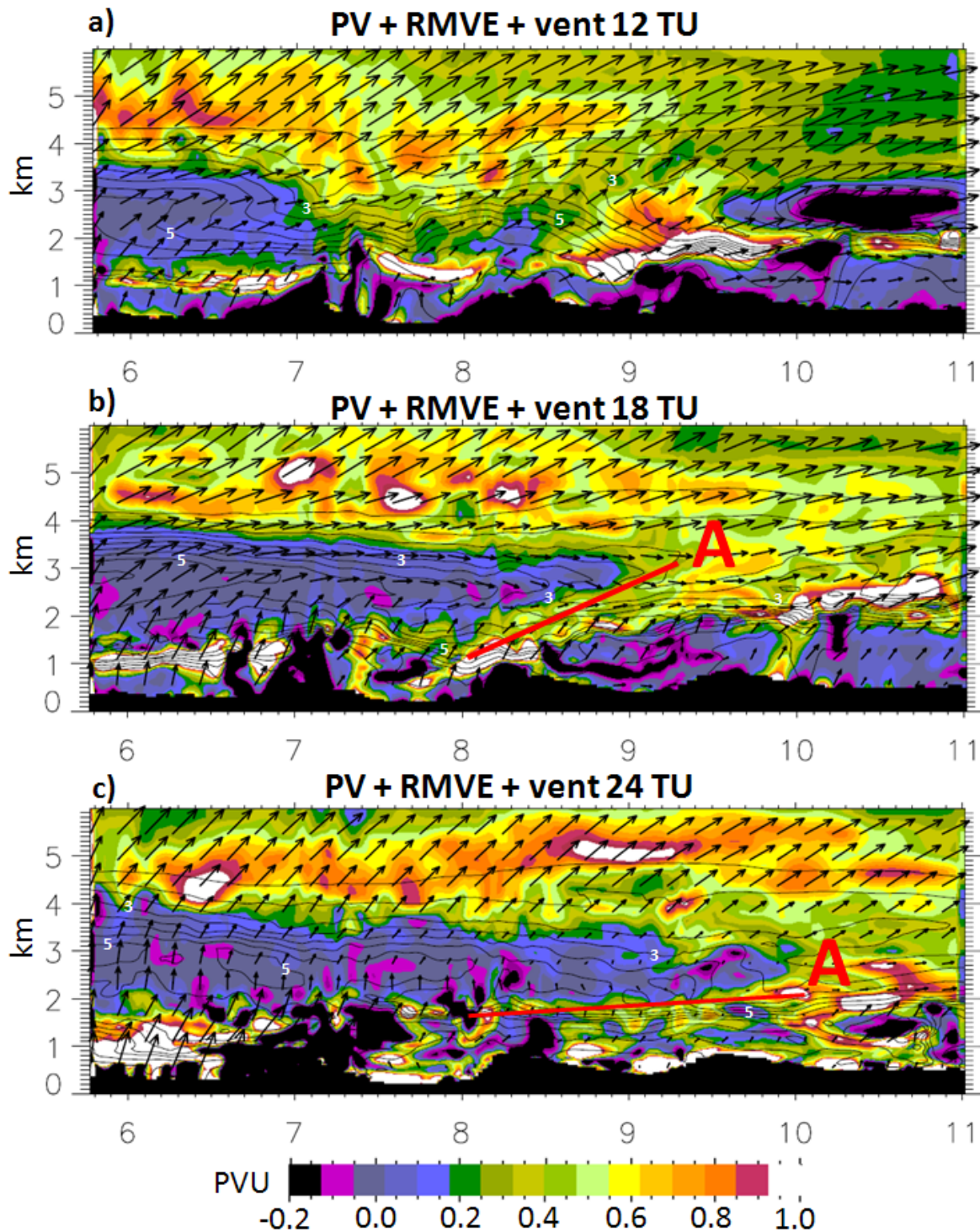


Figure 4-5 : Coupe Més0-NH du petit domaine à 48.5 N le 14 juillet 2007 à 12 TU (a) et 18 TU (b), et le 15 juillet à 00 TU (c). Les champs proviennent du modèle initialisé le 14 juillet à 00 TU. Le champ coloré représente le tourbillon potentiel, les lignes noires le rapport de mélange de vapeur d'eau tous les 0.5 g.kg^{-1} avec les labels en blanc à 3 g.kg^{-1} et 5 g.kg^{-1} , et les flèches représentent le vent horizontal. La couche A est indiquée par la ligne rouge.

14 juillet 2007 – Coupes MNH à 48.5 N

RH + Vent parallèle à la coupe

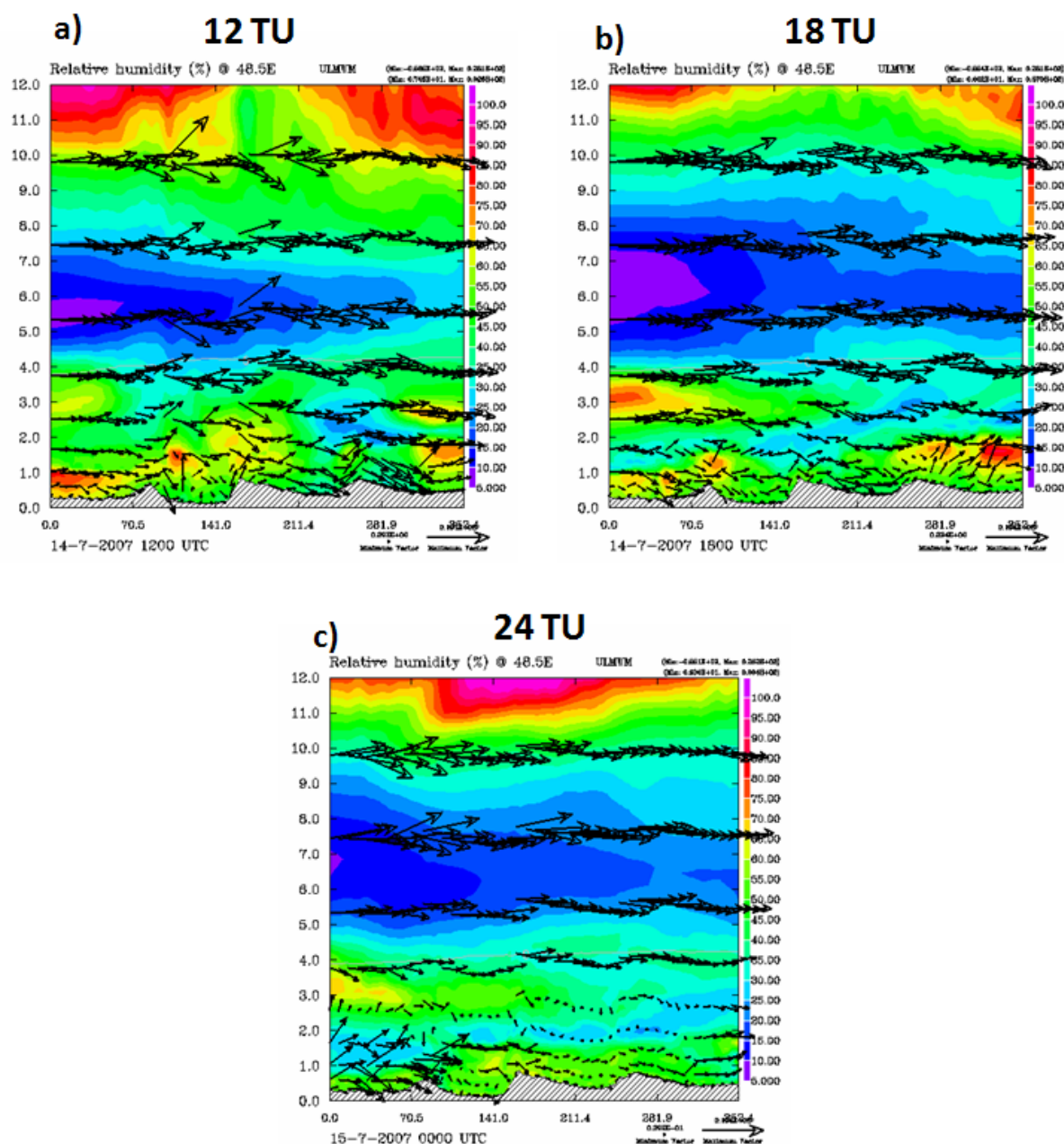


Figure 4-6 : Coupe Més0-NH du petit domaine à 48.5 N le 14 juillet 2007 à 12 TU (a) et 18 TU (b), et le 15 juillet à 00 TU (c). Les champs proviennent du modèle initialisé le 14 juillet à 00 TU. Le champ coloré représente l'humidité relative et les flèches le vent parallèle à la coupe (donc le vent zonal + vertical).

Le déferlement de l'air sec entraînant sa subsidence est remarquable dans les vingt-quatre heures suivantes sur la région COPS. Ainsi à 18 TU (Figure 4-5b et Figure 4-6b) un

filament d'air sec persiste à bas niveau (ligne rouge), entre 1 et 3 km d'ouest en est, tandis que l'air plus humide surplombe cet air sec. Le filament d'air est directement associé à l'évolution de la couche A. Dans ces conditions et sur ces quelques heures, le rapport de mélange de vapeur d'eau reste bien conservatif et évolue de concert avec le tourbillon potentiel. Le 15 juillet à 00 TU (Figure 4-5c) le filament sec persiste dans les basses couches, sous l'air humide. Cela est encore plus visible avec l'humidité relative (Figure 4-6c). Pendant la nuit, les vents plus faibles permettent sa persistance, même si les modèles montrent que la couche, particulièrement fine, est sensible aux faibles perturbations imposées par la dynamique locale.

L'évolution en série temporelle est également intéressante à analyser pour bien appréhender la dynamique de cette couche sèche. Les données du lidar BASIL au-dessus du supersite de la Vallée du Rhin sont à ce titre intéressantes puisqu'en plein cœur du domaine d'étude et qu'il est possible de comparer à la fois l'information en rapport de mélange de vapeur d'eau et en aérosols avec la rétrodiffusion atmosphérique à 1064 nm. Les deux graphiques présentés sur la Figure 4-7 sont légèrement décalés afin d'aligner parfaitement leurs heures sur l'axe horizontal. En plein jour les données vapeur d'eau sont fortement bruitées à l'étage moyen, mais peuvent être utilisées pour distinguer la limite entre l'air humide et l'air sec sus-jacent vers 3 km d'altitude. Le signal en aérosols nous montre que la couche sèche contient également très peu d'aérosols au moins jusqu'à 6000 m. A la mi-journée la couche A que l'on voit folier sur la Figure 4-5b se remarque sur le signal lidar sous la forme d'une subsidence marquée de l'air sec entre 12 TU et au moins 18 TU. Comme le montre le modèle, la couche sèche descend de 3 km à presque 1 km d'altitude. La rétrodiffusion nous montre que cette couche sèche est, elle, stratifiée en différentes couches d'aérosols.

En début d'après-midi l'arrivée de la couche humide au-dessus de cette couche sèche subsidente est remarquable par son contraste tant en humidité qu'en charge d'aérosols (désertiques). Elle se produit à des altitudes comprises entre 3 et 4 km et la couche s'épaissit ensuite de plus en plus au fil des heures en s'étendant vers la surface. Ces observations de vapeur d'eau sont tout à fait cohérentes avec l'analyse issue des simulations MésO-NH faite précédemment (Figure 4-5c et Figure 4-6c). Egalement en conformité avec l'étude issue des modèles, la couche sèche, et faiblement chargée en aérosols vue par le lidar BASIL, devient de plus en plus ténue en soirée.

14 juillet 2007 – BASIL

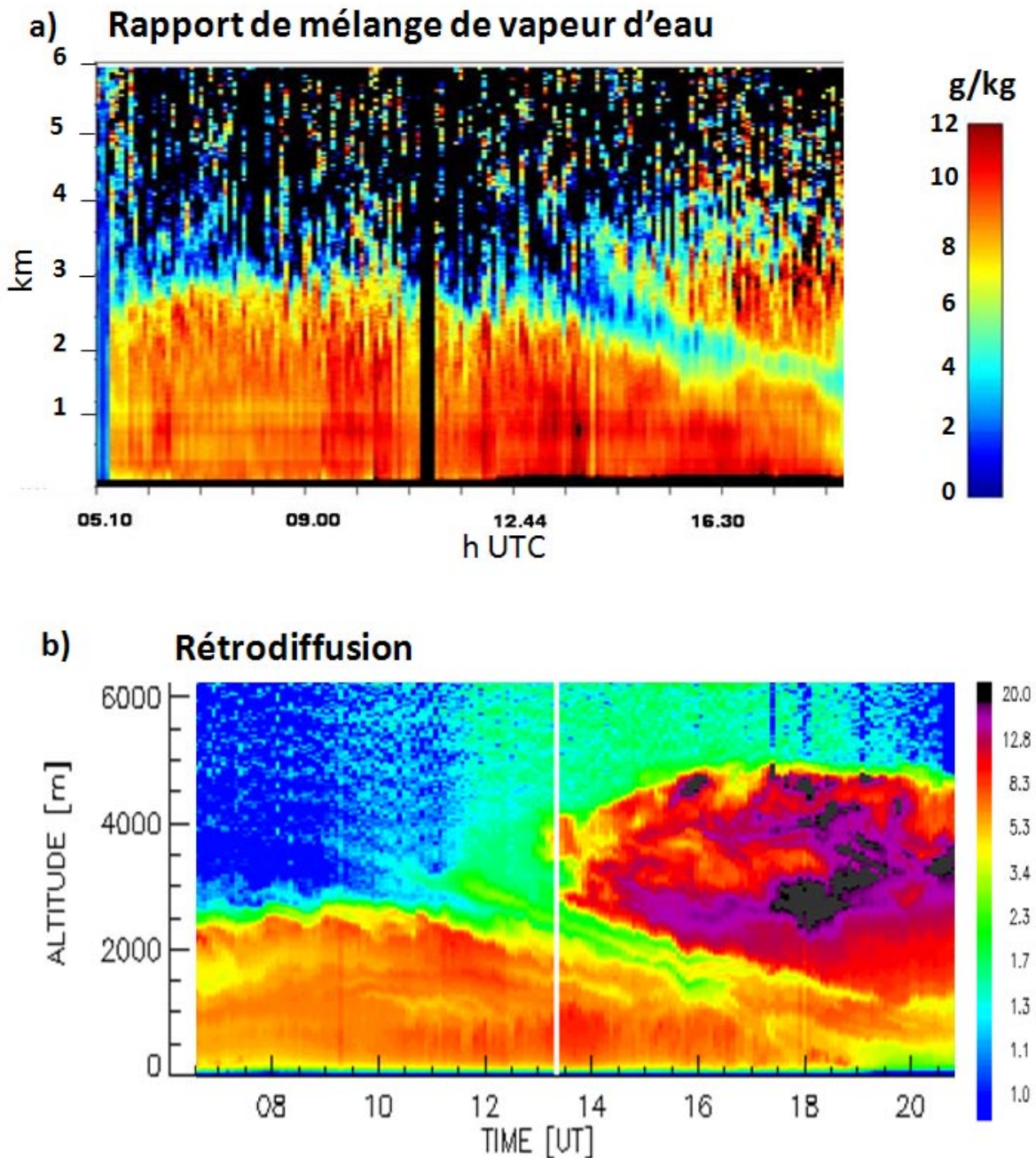


Figure 4-7 : Séries temporelles du 14 juillet 2007 du LIDAR BASIL au SSR.
a) le rapport de mélange vapeur d'eau. b) la rétrodiffusion à 1064 nm.

Les modèles montrent bien la persistance nocturne de cette couche sèche ténue. Elle est visible sur les observations BASIL où elle devient finalement assez peu marquée en s'humidifiant par échange turbulent. Aussi, cela n'est pas suffisant pour expliquer à elle seule la présence, le 15 juillet au matin, d'une couche A très sèche. Un nouvel événement a significativement contribué à régénérer cette dernière en cours de nuit. Il est nettement

visible sur les séries temporelles de la tomographie GPS couvrant les journées du 14 et du 15 juillet de la Figure 4-8. Pour analyser correctement ce qui se passe dans la nuit du 14 au 15 juillet et le 15 juillet au matin, il faut déjà faire un petit retour sur la journée du 14 afin d'appréhender le comportement de la tomographie sur la durée de l'évènement. En particulier, il est intéressant de comparer la série temporelle GPS au-dessus d'Achern (Figure 4-8b) avec les données BASIL. La résolution verticale de la tomographie est trop faible pour distinguer la couche sèche qui arrive vers 10 TU et se renforce l'après-midi du 14. On la devine simplement, mais, avec l'observation de ces données, on peut visualiser sa perte d'altitude pour des valeurs comprises entre 5 et 8 g.m⁻³. En revanche, l'arrivée de la couche humide, nettement plus épaisse, est bien visible. Mais parallèlement à son arrivée au-dessus de 2 km environ, l'air située entre 1 et 2 km continue de s'assécher légèrement, y compris au cours de la nuit du 14 au 15. A Burnhaupt l'enchaînement présente une légère avance.

Ce qui est remarquable sur la série temporelle de Burnhaupt (Figure 4-8a) c'est cette très franche et brutale arrivée d'air sec entre 1 et 2 km d'altitude à partir du 15 juillet vers minuit. Au regard de la représentation de la couche sèche observée la veille en cours de journée à Achern on comprend que cette couche du 15 est très marquée et plus épaisse. En revanche, s'il est probable qu'elle soit effectivement associée temporairement à de l'air un peu plus sec entre 2 et 3 km d'altitude, la tomographie tend à renforcer cet aspect plus que de raison à cause de ses limites en terme de résolution verticale.

L'analyse des simulations et des observations nous montre un faible flux de secteur sud à sud-est en cours de nuit au sein de la couche limite et juste au-dessus de celle-ci. La couche sèche est progressivement advectée vers le nord et entre en interaction avec la couche sèche résiduelle précédente. C'est ce qui est visible sur les séries temporelles au-dessus d'Achern (Figure 4-8) en fin de nuit et début de matinée du 15 juillet. Cette couche est bien associée à de la subsidence comme décrit dans le chapitre Article-4 dans l'étude de cette couche A. Comme je l'ai montré dans le chapitre Article-4, la partie la plus à l'ouest de cette masse d'air (couche D), celle qui est au-dessus de Meistratzheim, entre davantage en interaction avec la couche sèche présente plus à l'ouest des Vosges, ce qui fait l'objet des prochains paragraphes.

14 - 15 juillet 2007 – Tomographie GPS

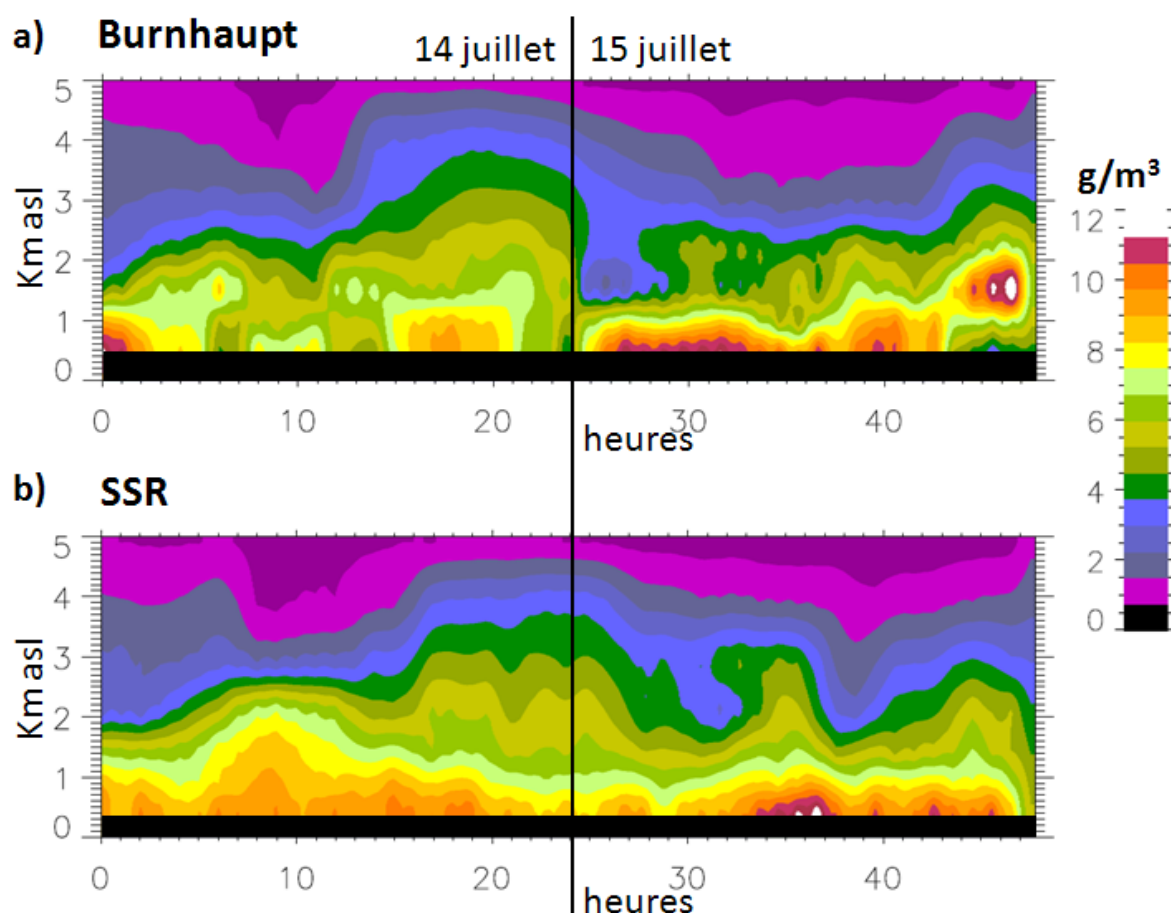


Figure 4-8 : Séries temporelles de tomographie GPS du 14 juillet 2007 à 00 TU jusqu'au 16 juillet 2007 à 00 TU pour la station de Burnhaupt (a) et celle d'Achern (b). La séparation entre les journées du 14 et 15 juillet est donnée par la ligne noire, à 24 h.

4.3 Etude de la couche B

4.3.1 Evolution à court terme

Le chapitre 3.3 a montré l'importance de la couche d'air sec qui longe les Vosges durant la journée du 15 juillet. Plusieurs zones d'air plus sec qui franchissent les Vosges se trouvent en interaction avec cette vaste zone sèche présente plus à l'est. C'est le cas dès le matin près des Vosges, et surtout plus franchement en cours de journée avec l'arrivée de la masse d'air qui est responsable de la convergence de basse couche sur laquelle s'est développée la ligne convective sur la Forêt Noire.

La Figure A-2 montre le rapport de mélange de vapeur d'eau sur l'Europe de l'ouest à 850 hPa. Comme indiqué dans le chapitre Article-3, l'humidité à cette altitude (niveau de pression) est un très bon marqueur de cette zone sèche, du moins pour une analyse à grande échelle. Le 15 juillet à 12 TU elle est très présente sous la forme d'un filament étiré qui remonte de la vallée du Rhône et de la région méditerranéenne. La veille à 14 TU l'essentiel de cette zone sèche se trouve cantonnée sur la Méditerranée et la basse vallée du Rhône. Une extension moins marquée remonte vers la Bourgogne et le nord-est de la France. Cette dernière est à l'origine de l'advection sèche détaillée au chapitre précédent, advection qui a commencé à affecter Burnhaupt à partir de minuit. Comme expliqué dans le chapitre 4.2.2 cette extension s'est faite survolée par l'air plus humide de la frontolyse d'altitude l'après-midi et la soirée du 14 juillet (Figure 4-4). Le reste du temps, l'air sec de basse couche reste également sec sur toute la colonne située au-dessus.

L'étude des rétrotrajectoires dans la suite du chapitre montre bien que dans les 24 heures précédant l'interaction des masses d'air sec sur la zone COPS, les particules d'air se trouvaient dans cette zone. Les différences d'origines commencent à devenir plus sensibles au-delà et vont être décrites plus précisément dans la suite du chapitre.

4.3.2 Etude spatiale des rétrotrajectoires issues de Lyon

4.3.2.1 Présentation et méthodologie

Pour comprendre les différentes dynamiques qui amènent à former cette couche il a été nécessaire de s'appuyer sur des rétrotrajectoires dans le but d'analyser la dynamique et les processus qui ont lieu aux niveaux des particules d'air concernées. La méthodologie pour les rétrotrajectoires a été décrite dans le chapitre 2.4.3.

Des rétrotrajectoires ont été faites à Meistratzheim, Lyon, Nancy et un point situé à 47.5°N et 5.5°E, à différentes heures de départ et pour des altitudes de 0.5, 1, 2, 3, 4 et 5 km. L'étude complète des rétrotrajectoires sera faite dans le chapitre suivant où les tracés peuvent être consultés sur les figures.

Cette partie va s'intéresser tout d'abord à une étude spatiale synthétique des particules issues des rétrotrajectoires afin de remettre ces dernières dans le contexte synoptique. Pour cela je me suis intéressé aux rétrotrajectoires issues de Lyon et en excluant celles des niveaux de départ à 0.5 et 1 km qui sont dans la couche limite et qui possèdent un comportement très différent (voir le tracé des rétrotrajectoires sur les figures du chapitre 4.3.3).

Les raisons du choix de s'en tenir tout d'abord aux trajectoires issues de Lyon sont multiples. En premier lieu, les rétrotrajectoires sont calculées avec le grand domaine des simulations Meso-NH. Or, on montre au chapitre 5.2 que la représentation régionale sur le domaine COPS des couches étudiées n'est pas très bonne. Le chapitre ayant permis de bien

comprendre la dynamique fine des différents processus, il est admis qu'il est possible de prendre directement la couche d'air en amont des Vosges. Le choix de Lyon s'est ensuite naturellement effectué car la ville est située au débouché de la vallée du Rhône, directement en amont de la zone d'étude, et surtout, présentant une station de radiosondage avec des profils propres et bien exploitables pour les comparer. Afin de compléter le jeu de données, effectuer des comparaisons et rendre le résultat plus robuste, des rétrotrajectoires ont également été effectuées d'une part au point 47.5°N et 5.5°E, ce qui se situe environ 30 km au nord-ouest de Vesoul, donc là encore bien en amont du flux qui alimentait le nord de la zone COPS et l'axe des supersites, et d'autre part à Nancy, situé un peu plus au nord. Bien sûr, ces 2 sites sont également présents dans la langue d'air sec qui remonte du sud.

Les Figure 4-9 et Figure 4-10 présentent une vision synthétique des rétrotrajectoires issues de Lyon. L'objectif est d'associer une information dans les quatre dimensions sur l'humidité avec ces rétrotrajectoires. La méthode que j'ai retenue consiste à prendre une planche par jour à 00 TU avec des coupes horizontales d'humidité tous les 100 hPa (de 900 hPa à 400 hPa) pour les étages qui nous intéressent (bas et moyen). J'ai présenté dans ce manuscrit les positions pour le 13 juillet 2007 (Figure 4-9) et pour le 12 juillet 2007 (Figure 4-10). Sur chaque carte, j'ai placé les positions des points issus des rétrotrajectoires de Lyon selon un code que j'explique un peu plus bas.

Le choix d'utiliser l'humidité relative plutôt que l'humidité absolue est essentiellement basée sur le fait de pouvoir garder la même échelle de couleur quelque soit l'altitude (et donc le rapport de mélange moyen de la couche) tout en gardant une dynamique de couleur suffisante. L'évolution est donc à mettre en rapport avec les mouvements verticaux identifiables sur les tracés du chapitre 4.3.3, ou avec les advections d'humidité. Pour cela on considère au premier ordre qu'à grande échelle et en-dehors des zones de condensation, le rapport de mélange est conservatif, ainsi que la température potentielle dans les mouvements verticaux. La conservation de la température potentielle implique la non conservation de la température sur ces mouvements, ce qui influe sur l'humidité relative.

Les particules d'air des rétrotrajectoires sont représentées sur les cartes avec un code de compression de l'information bien précis qui renseigne sur l'origine de la particule observée. Chaque particule est matérialisée par un ensemble de caractères constitué d'une première lettre, d'un nombre et enfin d'une seconde lettre. Le tout peut, le cas échéant, être souligné ou surligné, en simple ou en double trait.

- Position géographique de départ de la particule étudiée : Lyon. Toutes les particules ont pour origine la ville de Lyon.
- Jour de départ de la particule étudiée : L'information est apportée par la première lettre : A pour le 15 juillet 2007 et B pour le 14 juillet 2007.

- Altitude de départ de la particule étudiée : l'information est apportée par la seconde lettre, celle à la fin de la chaîne de caractères : C pour 2 km, D pour 3 km et E pour 4 km. Les deux niveaux les plus bas n'ont pas été reportés dans la synthèse car, comme expliqué précédemment, ils sont dans la couche limite et un choix a dû être fait pour garder une certaine lisibilité. De même le niveau le plus haut (5 km) n'a pas non plus été reporté.
- Heure de départ de la particule étudiée : l'information est apportée par le nombre du milieu qui indique directement l'heure TU : 0, 6, 12 ou 18.
- Position géographique de la particule étudiée : position de la chaîne de caractères sur le fond de carte, avec parfois quelques menus ajustements pour éviter les superpositions.
- Altitude de la particule étudiée : une position approximative à environ 50 hPa près est apportée avec le niveau correspondant à la carte : de 900 hPa à 400 hPa, tous les 100 hPa. Je positionne donc le point sur le niveau le plus proche. Mais de tels niveaux sont particulièrement épais et peu précis, d'autant que les figures laissent parfois de grosses différences dans les structures du champ d'humidité entre deux niveaux juxtaposés. Pour affiner cette information, je positionne une barre au-dessus de la référence pour indiquer que le point est sous le niveau de pression, et une double barre pour indiquer que la particule est nettement sous le niveau de référence. De même, les barres sous la référence indiquent que le point de la rétrotrajectoire se trouve au-dessus du niveau (barre simple) ou nettement au-dessus (double barre).
- Le jour et l'heure de l'observation de la particule étudiée : la figure apporte l'information : la Figure 4-9 concerne la situation au 13 juillet 2007 à 00 TU tandis que la Figure 4-10 concerne la situation au 12 juillet 2007 à 00 TU.

Il est possible de prendre un exemple. Ainsi sur la Figure 4-9, à 600 hPa, on trouve la particule suivante : A6E. C'est donc une particule d'air observée le 13 juillet 2007 à 00 TU près de Toulouse à un niveau compris entre 570 hPa et 550 hPa (nettement au-dessus de 600 hPa, mais sous 550 hPa). C'est une particule issue d'une rétrotrajectoire qui est partie d'un point situé à 4 km d'altitude au-dessus de la ville de Lyon le 15 juillet 2007 à 06 TU.

13 juillet 2007 à 00 TU

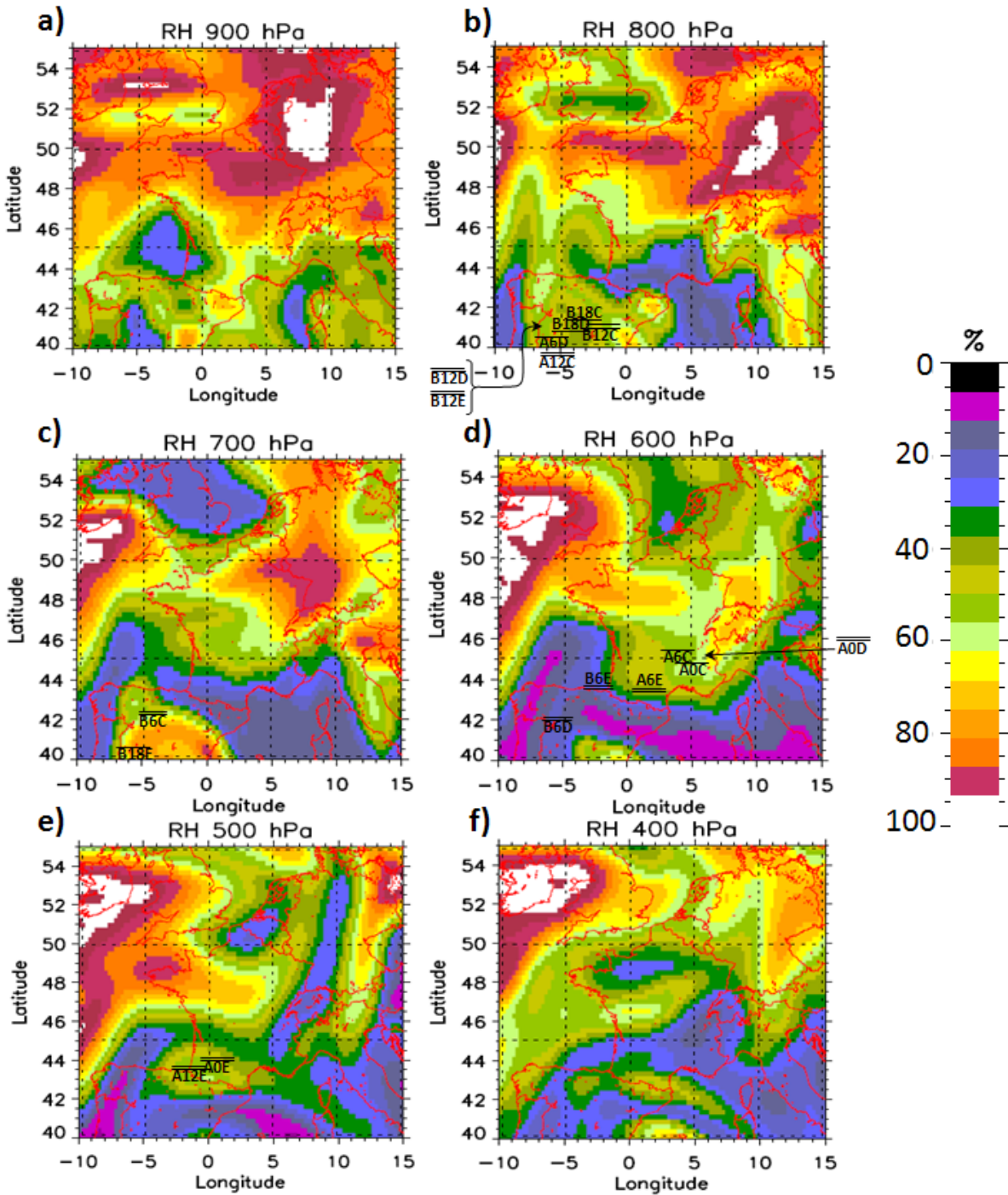


Figure 4-9 : Humidité relative à différents niveaux de pression le 13 juillet 2007 à 00 TU.
Position des points de rétrotrajectoires issues de Lyon,
la nomenclature est expliquée dans le corps du texte.

12 juillet 2007 à 00 TU

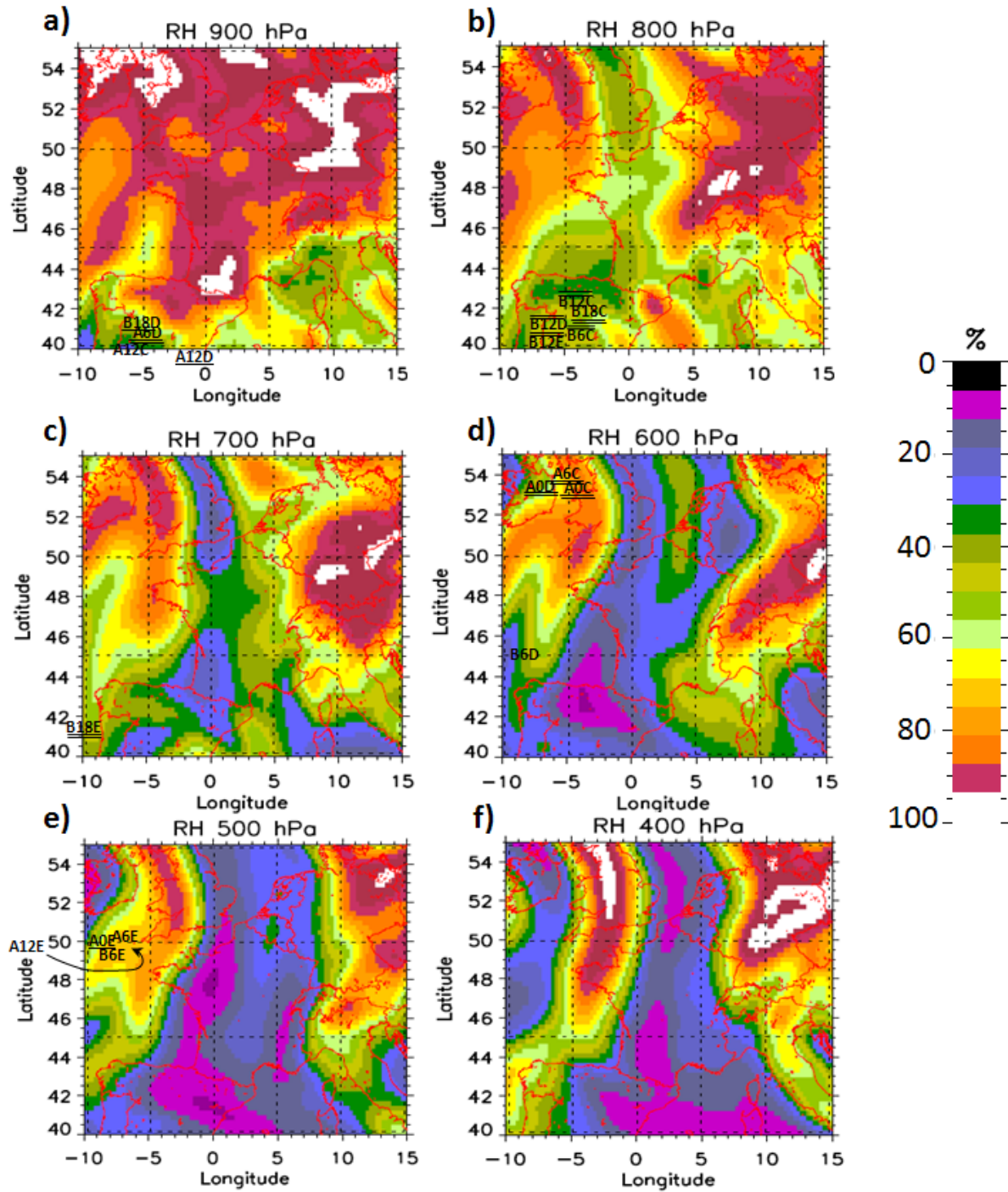


Figure 4-10 : Idem que Figure 4-9 pour le 12 juillet 2007 à 00 TU.

4.3.2.2 Analyse des résultats

La Figure 4-10 présente donc la position des particules issues de Lyon le 12 juillet à 00 TU. Plusieurs groupes peuvent être remarqués. Le groupe le plus imposant se situe au niveau de l'Espagne, dans les basses couches entre 900 hPa et 800 hPa. Ces niveaux de pression sont dans la couche limite étant donné l'altitude moyenne du centre de l'Espagne. A ces basses altitudes, la température est élevée et, avec des humidités relatives de l'ordre de 60 %, les rapports de mélange sont plutôt importants. Un autre groupe est présent de la mer d'Irlande à l'ouest de la Cornouailles à des altitudes comprises entre 575 hPa et 500 hPa, voire un peu plus haut. On va montrer que ce groupe peut être divisé en deux : le premier avec des altitudes de 575 hPa à 550 hPa entre l'Irlande et le Pays de Galles, et le second, un peu plus haut, vers 500 hPa, plutôt à l'ouest de la Cornouailles. La caractéristique de ce groupe à l'ouest de la Cornouailles est que toutes les particules concernées ont ensuite survolé Lyon à 4 km d'altitude. Le groupe vers l'Irlande est à la frontière entre l'air humide de la perturbation et l'air plus sec qui arrive par l'ouest dans une zone de fort gradient. Le second est dans de l'air à plus forte humidité relative. Pour ces deux groupes, leur altitude élevée leur confère des rapports de mélange plutôt bas. Enfin, il y a quelques particules d'air qui ne peuvent être classées. C'est le cas par exemple des deux particules qui sont arrivées à Lyon le 14 juillet, respectivement à 18 TU à 4 km d'altitude et à 06 TU à 3 km. Ces deux particules se situent dans une zone de transition modérée avec de l'air plus sec à leur ouest qu'à leur est. On peut ajouter la particule qui arrive à Lyon le 14 juillet à 18 TU à 2 km d'altitude qui se trouve à presque 750 hPa au-dessus de l'Espagne, donc au-dessus de la couche limite, tandis que quasiment aucune autre particule du groupe espagnol ne se situe à plus de 875 hPa.

La Figure 4-9 montre l'évolution vingt-quatre heures plus tard. Le groupe espagnol est toujours bien constitué, à des altitudes à peine plus hautes, et toujours dans une configuration assez humide. La particule qui est arrivée sur Lyon le 14 juillet à 18 TU à 2 km est un peu plus au nord et toujours située un peu plus haut que les autres, c'est aussi le cas de celle qui est arrivée en même temps juste au dessus à 3 km. Les particules du groupe qui était juste à l'est de l'Irlande se retrouvent toutes les trois une première fois dans la vallée du Rhône en ayant subsidé pour se retrouver légèrement sous le niveau 600 hPa. Les particules du groupe qui était au large de l'Irlande se retrouvent vers 550 hPa au nord immédiat de la chaîne pyrénéenne. Pour les particules isolées, en plus de celle qui a été évoquée avec le groupe au-dessus de l'Espagne, on retiendra les deux de la veille, qui sont elles aussi au-dessus de l'Espagne entre 725 hPa et 625 hPa. On note aussi la particule qui arrive le 14 juillet à 06 TU à 3 km qui se situe sensiblement plus haut (un peu plus haut que 750 hPa) et plus au nord-ouest que les autres particules du groupe de l'Espagne. Il est à noter que la veille elle ne sortait pas particulièrement du lot, ce qui dénote des effets de seuil assez importants.

Je n'ai pas tracé de cartes similaires pour le 14 et le 15 juillet, car elles auraient été peu lisibles en conservant la même échelle. En revanche il est aisé de se reporter à la Figure 4-14 a) à d) et à la Figure 4-15 a) et b) pour comprendre les trajectoires des particules que je vais décrire. Globalement, il y a trois types de trajectoires :

- Les particules du groupe espagnol traversent les Pyrénées avec des ascendances assez marquées (altitude autour de 750 hPa à 650 hPa). Les analyses des modèles (non montré) accentuent bien l'humidité relative au maximum de l'ascendance et l'imagerie satellite (non montré) marque également quelques nuages fractionnés à l'étage moyen. Les particules qui arrivent le 14 juillet au-dessus de Lyon ont tendance à y aller directement en subsidant légèrement pour atteindre le niveau à l'origine de la rétrotrajectoire. En revanche celles qui arrivent le 15 juillet ont tendance à franchir les Pyrénées, presque vingt-quatre heures plus tard et sensiblement plus à l'est, vers la Catalogne, voire au-dessus de la mer, avant d'être reprises vers Lyon avec une composante beaucoup plus méridionale.
- Les particules du groupe qui était au large de la Cornouailles étaient déjà bien plus espacées sur la carte du 13 juillet (Figure 4-9) que sur celle du 12 juillet (Figure 4-10). Ceci témoigne d'une forte diffluence du flux sur laquelle on reviendra un peu plus loin. La particule qui arrive le 14 juillet à 06 TU à 4 km d'altitude rejoint directement Lyon en étant reprise dans le flux de sud-ouest, tandis que celles qui arrivent le 15 juillet, déjà plus à l'est sur la carte du 13 juillet, ont continué vers le sud-ouest vers la partie Catalogne du Golfe du Lion avant d'être reprises dans un flux de sud dans la vallée du Rhône avec des valeurs d'humidité plutôt basses.
- Les particules du groupe proche de l'Irlande ont eu une trajectoire assez similaire, mais plus orientale qu'elles ont poursuivi jusqu'entre le Var et la Corse avant de remonter la vallée du Rhône dans un environnement plutôt sec.
- Enfin, il y a les cas particuliers qui représentent souvent des cas intermédiaires ou des transitions.

L'intérêt majeur des rétrotrajectoires est d'arriver à les relier à des phénomènes météorologiques qui vont ainsi permettre de comprendre leur origine et le déroulement des processus. Je vais donc montrer maintenant l'enchaînement qui a conduit à l'origine des particules d'air à partir des groupes qui ont été étudiés précédemment. Pour cela on reprend les rétrotrajectoires par ordre chronologique. Ainsi la première, avec l'initiation le 14 juillet à 06 TU (Figure 4-15b) montre une phase de transition : le point à 2 km provient du groupe espagnol, le point à 3 km a été considéré comme un point isolé, et le point à 4 km provient du groupe au large de la Cornouailles, mais qui a été repris plus rapidement dans le flux de sud-ouest. L'initiation le 14 juillet à 12 TU (Figure 4-15a) est plus claire : les trois

altitudes proviennent du groupe espagnol. L'initiation du 14 juillet à 18 TU (Figure 4-14d) est à nouveau une phase de transition : les particules des niveaux 2 km et 3 km restent issues du groupe espagnol. Le niveau 4 km avait été considéré comme un point isolé précédemment. L'initiation du 15 juillet à 00 TU (Figure 4-14cFigure 4-15) est bien marquée avec les particules des niveaux à 2 km et 3 km qui proviennent toutes les deux du groupe irlandais tandis que le niveau 4 km provient du groupe de la Cornouailles (comme au moins jusqu'à 12 TU pour ce niveau). L'initiation du 15 juillet à 06 TU (Figure 4-14b) présente trois origines différentes mais toutes bien tranchées : 2 km provient du groupe irlandais, 3 km a pour origine le groupe espagnol et 4 km le groupe de la Cornouailles. Enfin, l'initialisation du 15 juillet à 12 TU (Figure 4-14a) qui a une origine du groupe espagnol pour les niveaux 2 km et 3 km, bien que légèrement différente dans le détail, et une origine du groupe du large de la Cornouailles pour le niveau à 4 km.

La Figure 4-11 relie les rétrotrajectoires avec le champ d'humidité de haute et moyenne atmosphère fourni par les images satellites entre le 12 juillet et le 13 juillet. Il convient de positionner les particules sur l'image de la Figure 4-11a et de remarquer que les particules du groupe irlandais se trouvent sur la zone sèche représentée par la ligne jaune, tandis que les particules du groupe du large de la Cornouailles se retrouvent dans la zone sèche représentée par la ligne verte. J'ai volontairement légèrement décalé la ligne verte au sud-est car cette zone sèche est parfois fine et peu visible. Bien que proches géographiquement parlant, ces deux zones sèches sont très différentes, en témoigne la Figure 4-12 qui correspond à une image prise douze heures avant et qui montre les deux zones sèches bien séparées. En effet, la seconde est bien plus dynamique et rattrape la première. A l'image de ce qui a été montré dans le chapitre 4.2.1 nous sommes ici en présence de deux anomalies de tropopause qui correspondent à des entrées d'air stratosphérique dans la troposphère. Les champs dynamiques de PV sont très clairs (non montré). Par ailleurs, la première anomalie (ligne verte) a complètement perdu son interaction barocline et est devenue passive. En revanche, l'analyse (non montré) des modèles et des images satellites des heures précédentes montre qu'initialement c'était également une anomalie active. Sur la Figure 4-11, c'est l'anomalie jaune qui développe l'interaction barocline. Cela se remarque avec les rétrotrajectoires du groupe de la Cornouailles qui montrent un niveau constant voire parfois une légère ascendance en même temps que l'anomalie jaune se rapproche. En termes de dynamisme, il est intéressant de constater que les particules issues du groupe de la Cornouailles, sur l'anomalie verte donc, se sont toutes retrouvées à 4 km d'altitude au-dessus de Lyon. Ces niveaux sont relativement élevés par rapport à certaines particules de l'anomalie jaune qui ont réussi à subsider au moins jusque 2 km. L'évolution au cours de la journée montre comment l'anomalie jaune s'enfonce vers le sud-est en contraignant l'anomalie verte. Au fur et à mesure qu'elles subsident et perdent de leur interaction barocline qui les entretenait, elles deviennent moins visibles sur les images satellites.

La confluence des deux anomalies a rendu très proches des particules aux origines différentes avec un effet de seuil. En revanche l'évolution de la masse d'air verte sur la France montre au contraire un étirement important, qui explique l'éclatement du groupe de la Cornouailles, que j'avais mentionné précédemment, entre la Figure 4-10 et la Figure 4-9. L'analyse des images satellites montre que deux des points isolés peuvent être rattachés à cette anomalie sèche verte : la particule qui arrive à Lyon le 14 juillet à 4 km et celle qui arrive le 14 juillet à 3 km d'altitude. Il est notable de constater que leur origine est plus basse que celle des particules qui proviennent de la même anomalie mais plus au nord (groupe du large de la Cornouailles). Les modèles montrent que les interactions baroclines sont moins marquées mais que l'environnement est durablement subsidant (non montré). On en déduit que sur l'ensemble des rétrotrajectoires réalisées sur la ville de Lyon, toutes les particules qui arrivent à 4 km d'altitude proviennent de cette couche sèche verte, sauf la particule qui arrive le 14 juillet à 12 TU qui provient du groupe espagnol de basse couche.

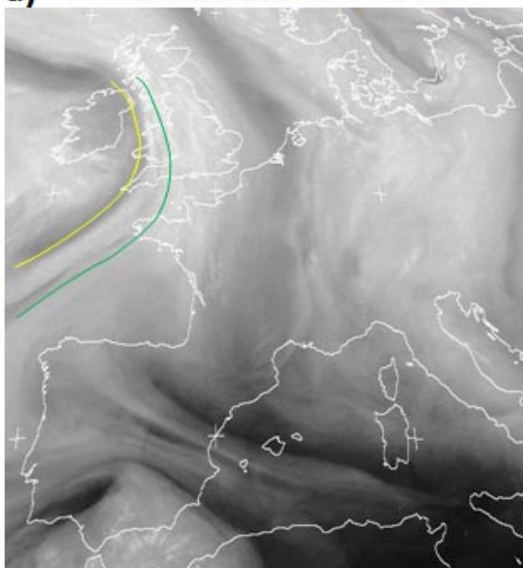
Le contexte global du champ d'humidité de basse couche (850 hPa) est montré sur la Figure A-2 pour le 14 juillet à 12 TU et le 15 juillet à 12 TU. Il montre que le maximum d'air sec est bien concentré dans la vallée du Rhône, ce qui est cohérent avec la contrainte imposée par le relief. Les sondages de Lyon montrent que la couche limite reste le plus souvent inférieur à 1 km d'altitude sur ces deux jours (non montré mais on peut le déduire à partir des profils de rapport de mélange de vapeur d'eau de la Figure 4-13). Les modèles montrent également que plus haut (vers 700 hPa par exemple), la langue d'air sec se décale vers l'est : la partie ouest de la vallée du Rhône est davantage soumise aux advections d'air plus humide qui arrivent par le sud-ouest que l'est de la vallée du Rhône qui reste avec de l'air sec.

C'est en conservant cette idée à l'esprit qu'il convient de rapprocher les profils de rapport de mélange de la Figure 4-13 avec l'origine des masses d'air déduite par les rétrotrajectoires. La ville de Lyon est ainsi à la limite des deux masses d'air. Par exemple le profil du 14 juillet à 12 TU (courbe bleue) montre une très forte variabilité avec entre le sol et 4 km d'altitude une alternance de couches sèches (autour de 3 g.kg^{-1} de vapeur d'eau) et plus humides (environ 5 g.kg^{-1}). Les rétrotrajectoires sont par contre homogènes pour donner une provenance du groupe espagnol aux trois niveaux calculés. Cependant la situation, y compris sur le modèle, est également à la limite puisque d'une part à 06 TU, seul le niveau 2 km avait une origine du groupe espagnol sur le modèle, les niveaux supérieurs venant de la couche sèche marquée par la ligne verte et que d'autre part à 18 TU, le niveau 4 km retrouve une origine de cette couche sèche.

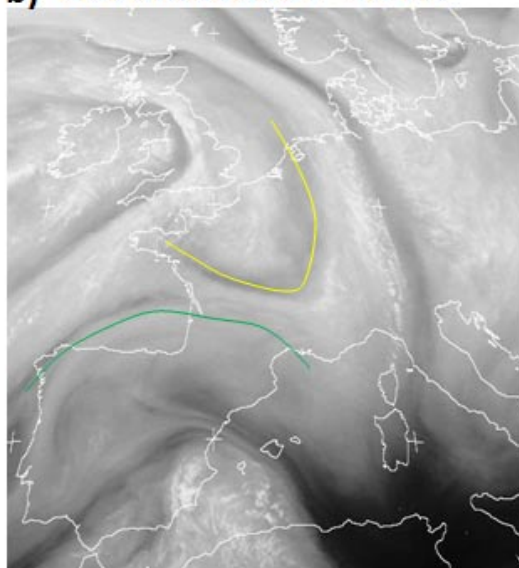
Le profil du 15 juillet à 00 TU (courbe noire) montre un pic d'humidité dans les bas niveaux puis un assèchement marqué et régulier au-dessus de 1.5 km. Cela semble cohérent avec les rétrotrajectoires qui montrent une origine d'air sec de la masse d'air jaune, au moins entre 2 km et 4 km.

Canal Vapeur d'eau MSG-SEVERI

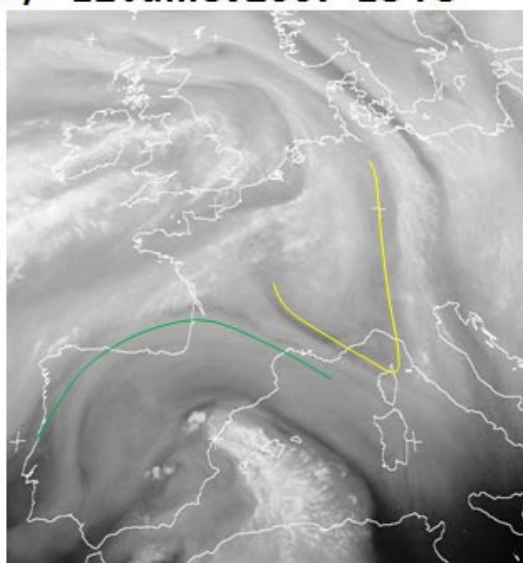
a) 12 Juillet 2007 00 TU



b) 12 Juillet 2007 12 TU



c) 12 Juillet 2007 18 TU



d) 13 Juillet 2007 00 TU

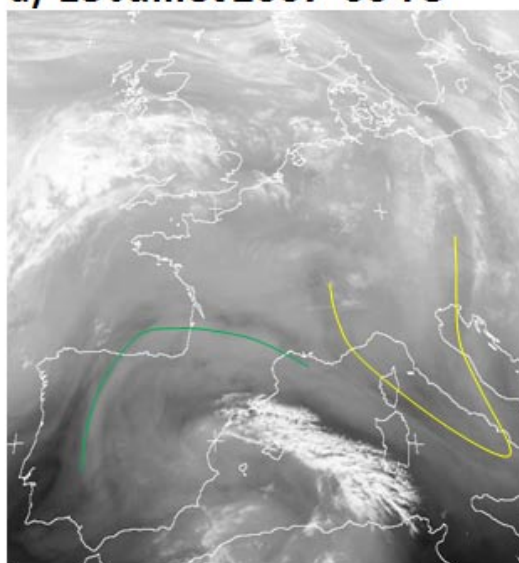


Figure 4-11 : Canal vapeur d'eau MSG vers $6.2 \mu\text{m}$ le 12 juillet 2007 à 00 TU (a) et 12 TU (b), et vers $7.3 \mu\text{m}$ le 12 juillet 2007 à 18 TU (c) et 13 juillet 2007 à 00 TU (d)

(Images Université de Dundee : <http://www.sat.dundee.ac.uk/>) Les lignes jaunes et vertes marques les zones sèches de la haute et moyenne troposphère évoquées dans le texte.

Enfin, le profil du 15 juillet à 12 TU montre que l'assèchement s'est poursuivi globalement entre 1 km et 3.5 km avec une certaine homogénéité (autour de 2 g.kg^{-1} de vapeur d'eau), sauf autour de 2.8 km où un pic à presque 5 g.kg^{-1} est constaté. Les rétrotrajectoires montrent également une provenance de l'air espagnol à 3 km, tandis qu'à 2 km et 4 km les rétrotrajectoires renvoient sur une masse d'air sec.

Canal Vapeur d'eau MSG-SEVERI

11 Juillet 2007 12 TU

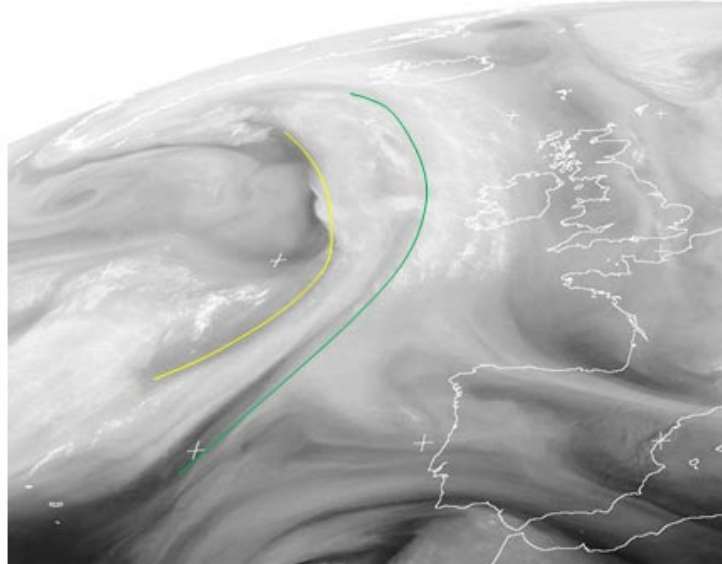


Figure 4-12 : Comme la Figure 4-11 mais le 11 juillet 2007 à 12 TU
(Images Université de Dundee : <http://www.sat.dundee.ac.uk/>).

Sondages Lyon

Rapport de mélange vapeur d'eau

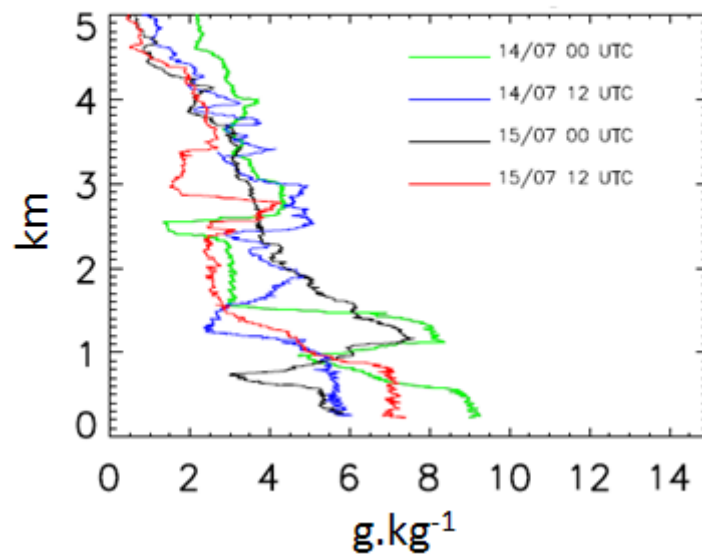


Figure 4-13 : Profils de rapport de mélange en vapeur d'eau
par le radiosondage de Lyon les 14 et 15 juillet.

Ces analyses montrent, tant sur les rétrotrajectoires (donc le modèle), que sur les observations avec les profils des radiosondages, que Lyon se situe à la limite entre deux masses d'air : une masse d'air sec qui a deux origines différentes en fonction du moment et de l'altitude et une masse d'air humide qui provient de l'Espagne. Les analyses précédentes (chapitre 3) ont montré que cette langue d'air sec est la même que celle qui a alimenté la zone COPS de plusieurs petites masses d'air sec. Un échantillonnage a ainsi pu être fait sur l'origine des masses d'air en jeu dans cette situation.

4.3.3 Etude comparative des rétrotrajectoires

L'étude détaillée des rétrotrajectoires à partir de Lyon a permis de documenter l'advection sèche principale qui arrive par la vallée du Rhône. Elle a permis de mieux comprendre l'origine des deux masses d'air distinctes qui la composent alors même que l'analyse des champs de modèle du marqueur de masse d'air qu'est la θ_E ne faisait aucune différence. La position de Lyon, également à l'interface des masses d'air plus humides en provenance d'Espagne, a également permis de diagnostiquer l'origine des masses d'air plus humides. Dans cette partie on va s'intéresser aux conditions plus proches des Vosges, mais toujours dans la couche d'air sec en amont des Vosges. Deux stations vont être analysées : d'une part Nancy, dont l'air en aval du flux arrive au nord des Vosges, et d'autre par le point 47.5N et 5.5E qui lui se situe directement en amont des Vosges.

L'accent va se porter sur une analyse comparative des différentes rétrotrajectoires (Figure 4-14, Figure 4-15, Figure 4-16, Figure 4-17, Figure 4-18) pour tenter de trouver le profil de rétrotrajectoire qui correspond le mieux à celui de Lyon et arriver à retracer son histoire. Voici une synthèse de ce qu'on obtient en rappelant la couleur de la ligne qui matérialise la masse d'air sec concernée ou si, au contraire, il s'agit d'air en provenance des basses couches d'Espagne :

- Nancy initialisation le 14 juillet à 12 TU
 - 2 km : Espagne
 - 3 km : Espagne
 - 4 km : Air sec vert mais très au sud et à l'ouest
- Nancy initialisation le 14 juillet à 18 TU
 - 2 km : Espagne
 - 3 km : Espagne
 - 4 km : Air sec vert au sud et à l'ouest
- Nancy initialisation le 15 juillet à 00 TU
 - 2 km : Espagne
 - 3 km : Espagne
 - 4 km : A mi-chemin entre Espagne et air sec vert au sud et à l'ouest
- Nancy initialisation le 15 juillet à 06 TU
 - 2 km : Air sec jaune

- 3 km : Air sec jaune
- 4 km : Espagne
- Nancy initialisation le 15 juillet à 12 TU
 - 2 km : Air sec jaune
 - 3 km : Air sec jaune
 - 4 km : Air sec vert
- 47.5N et 5.5E initialisation le 14 juillet à 12 TU
 - 2 km : Espagne
 - 3 km : Espagne
 - 4 km : Air sec vert mais très au sud et à l'ouest
- 47.5N et 5.5E initialisation le 14 juillet à 18 TU
 - 2 km : Espagne
 - 3 km : Espagne
 - 4 km : Air sec vert mais très au sud et à l'ouest
- 47.5N et 5.5E initialisation le 15 juillet à 00 TU
 - 2 km : Espagne
 - 3 km : Espagne
 - 4 km : Espagne
- 47.5N et 5.5E initialisation le 15 juillet à 06 TU
 - 2 km : Air sec jaune
 - 3 km : Air sec jaune
 - 4 km : Air sec vert
- 47.5N et 5.5E initialisation le 15 juillet à 12 TU
 - 2 km : Espagne
 - 3 km : Espagne
 - 4 km : Air sec vert au sud et à l'ouest

Enfin, il est possible de faire la comparaison pour Meistratzheim le 15 juillet à 06 TU :

- 2 km : Air sec vert
- 3 km : Air sec jaune
- 4 km : Air sec vert

Ces comparaisons permettent de mettre en évidence le retard des régions plus au nord par rapport à Lyon dans le flux de l'advection sèche. Ainsi, si par exemple le 15 juillet à 00 TU, les deux couches du bas (2 km et 3 km) sont déjà concernées par l'air sec qui provient de l'anomalie d'altitude matérialisée par la ligne jaune, il faut attendre 06 TU pour que ce soit le cas sur les points de rétrotrajectoires plus au nord. L'évolution de la couche d'air sec associé à la ligne verte est également différente entre la vallée du Rhône et le nord-est de la France. Ainsi, avec un pas de 6 h, elle est arrivée avant l'air sec associé à l'anomalie en jaune à Lyon, même si effectivement, l'origine de cette couche était plus au sud et à l'est que pour le groupe du large de la Cornouailles. Elle est arrivée en même temps sur le point

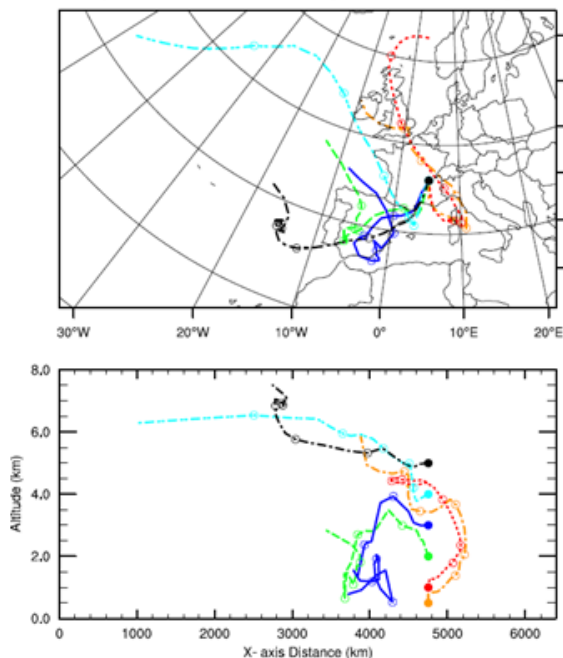
intermédiaire de 47.5N et 5.5E, et elle est arrivée après à Nancy. En revanche, étonnamment, elle est présente dans les basses couches à Meistratzheim le 15 juillet à 06 TU, mais il convient d'être prudent puisqu'on montre dans le chapitre 5.2 que le modèle à maille large ne modélise pas du tout les différentes couches qui interviennent sur le domaine COPS.

Ces données confirment que l'advection sèche ne s'étend pas beaucoup en longitude et que rapidement les masses d'air plus humides d'origine ibérique reviennent. Il est également notable que l'arrivée de l'air sec d'altitude est supposée être peu chargée en aérosols. Et effectivement le chapitre Article-5 montre bien l'advection sèche qui chasse la couche chargée en humidité et aérosols qui était arrivée la veille. On sait désormais que cette couche humide est arrivée depuis l'Espagne.

Lyon

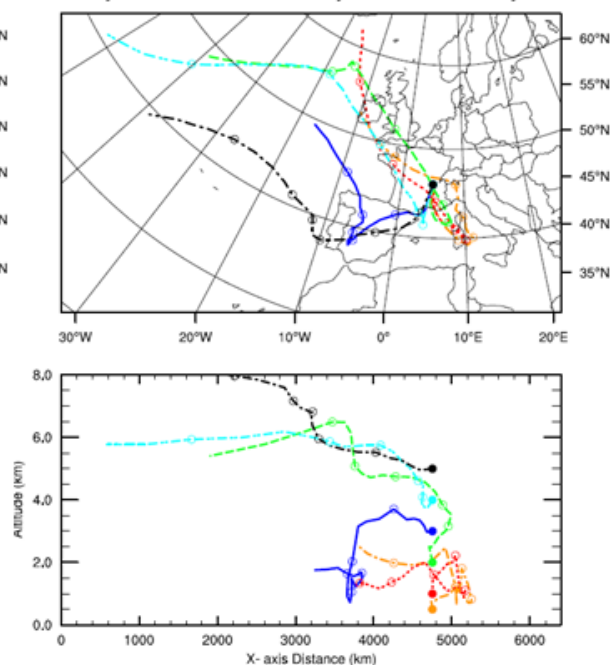
a) 15 Juillet 2007 12 TU

Lyon - From 00 UTC 9 July to 12 UTC 15 July 2007



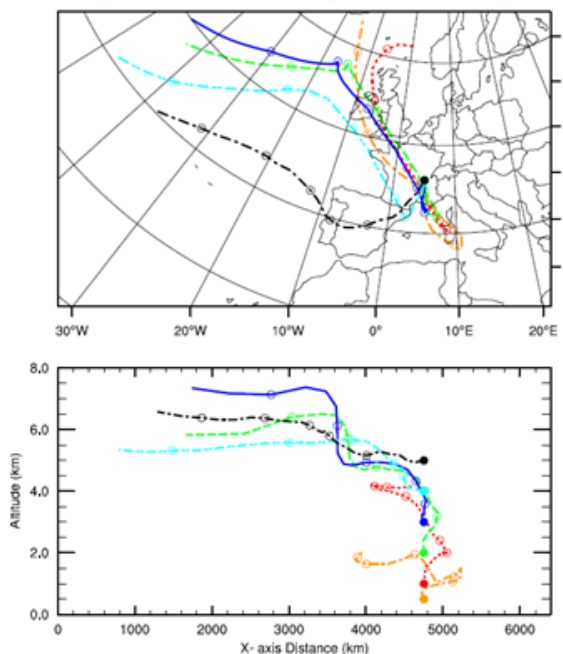
b) 15 Juillet 2007 06 TU

Lyon - From 00 UTC 9 July to 06 UTC 15 July 2007



c) 15 Juillet 2007 00 TU

Lyon - From 00 UTC 9 July to 00 UTC 15 July 2007



d) 14 Juillet 2007 18 TU

Lyon - From 00 UTC 9 July to 18 UTC 14 July 2007

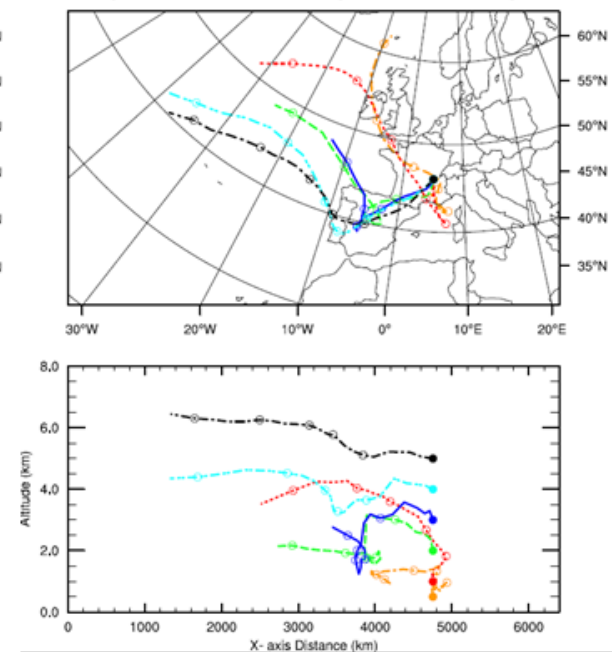


Figure 4-14 : Rétrotrajectoires calculées par Mésos-NH au-dessus de Lyon.
Initiation de la trajectoire le 15 juillet à 12 TU (a), 15 juillet à 06 TU (b),
15 juillet à 00 TU (c) et 14 juillet à 18 TU (d).

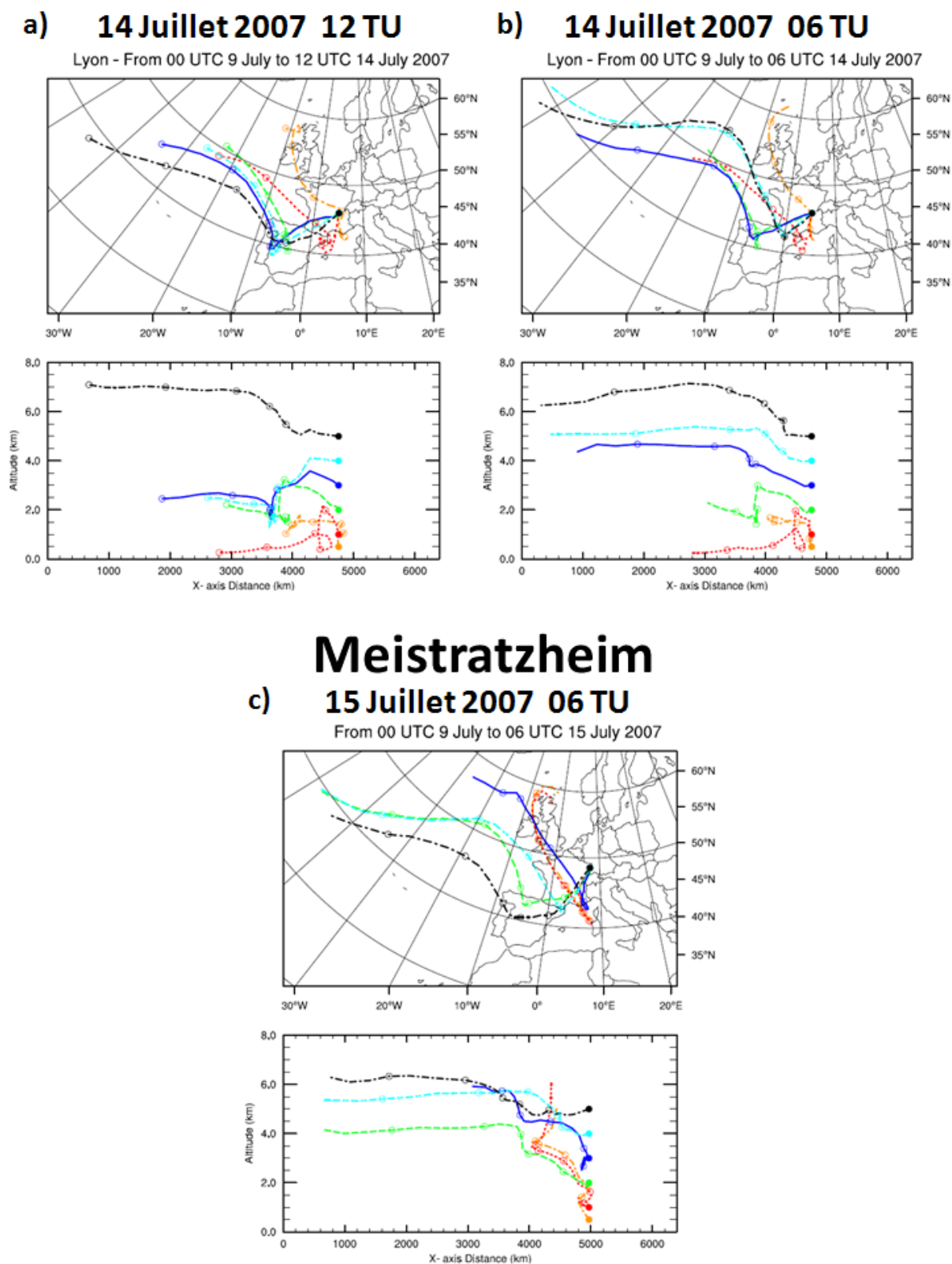
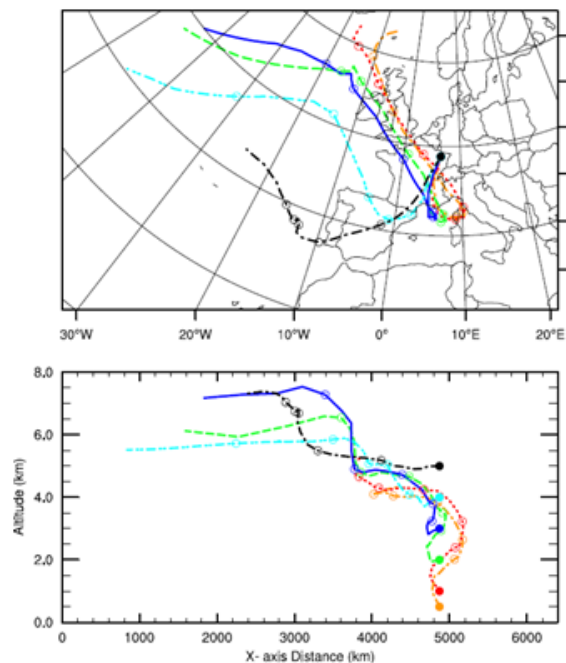


Figure 4-15 : Comme la Figure 4-14 mais pour le 14 juillet à 12 TU (a) et le 14 juillet à 06 TU (b) et pour Meistratzheim le 15 juillet à 06 TU (c).

Nancy

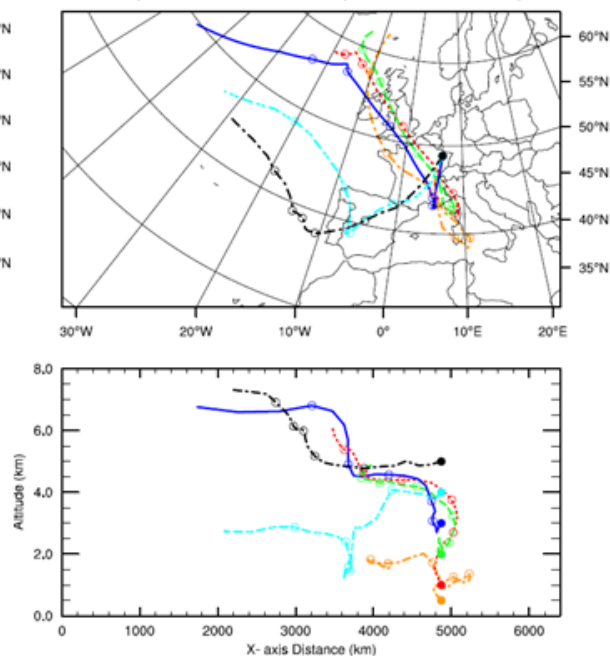
a) 15 Juillet 2007 12 TU

Nancy - From 00 UTC 9 July to 12 UTC 15 July 2007



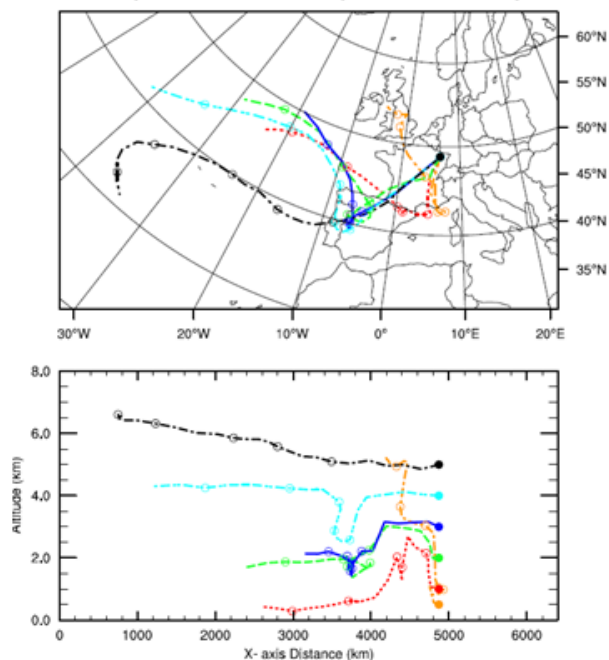
b) 15 Juillet 2007 06 TU

Nancy - From 00 UTC 9 July to 06 UTC 15 July 2007



c) 15 Juillet 2007 00 TU

Nancy - From 00 UTC 9 July to 00 UTC 15 July 2007



d) 14 Juillet 2007 18 TU

Nancy - From 00 UTC 9 July to 18 UTC 14 July 2007

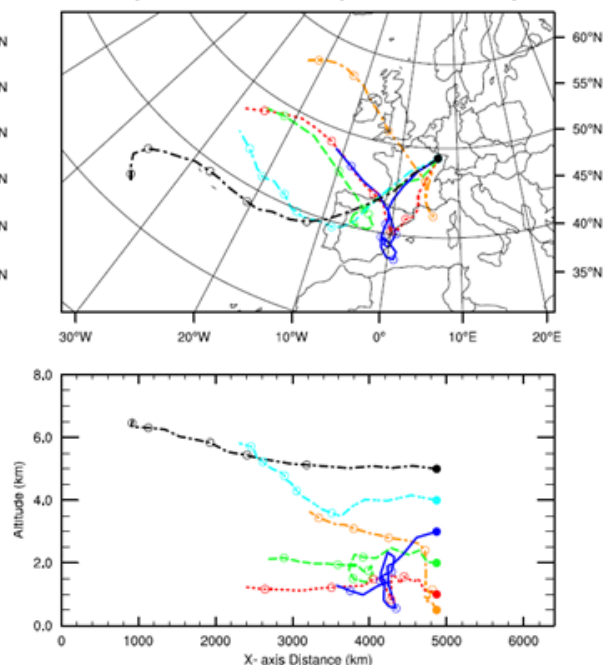


Figure 4-16 : Comme la Figure 4-14 mais à Nancy le 15 juillet à 12 TU (a), 15 juillet à 06 TU (b), 15 juillet à 00 TU (c) et 14 juillet à 18 TU (d).

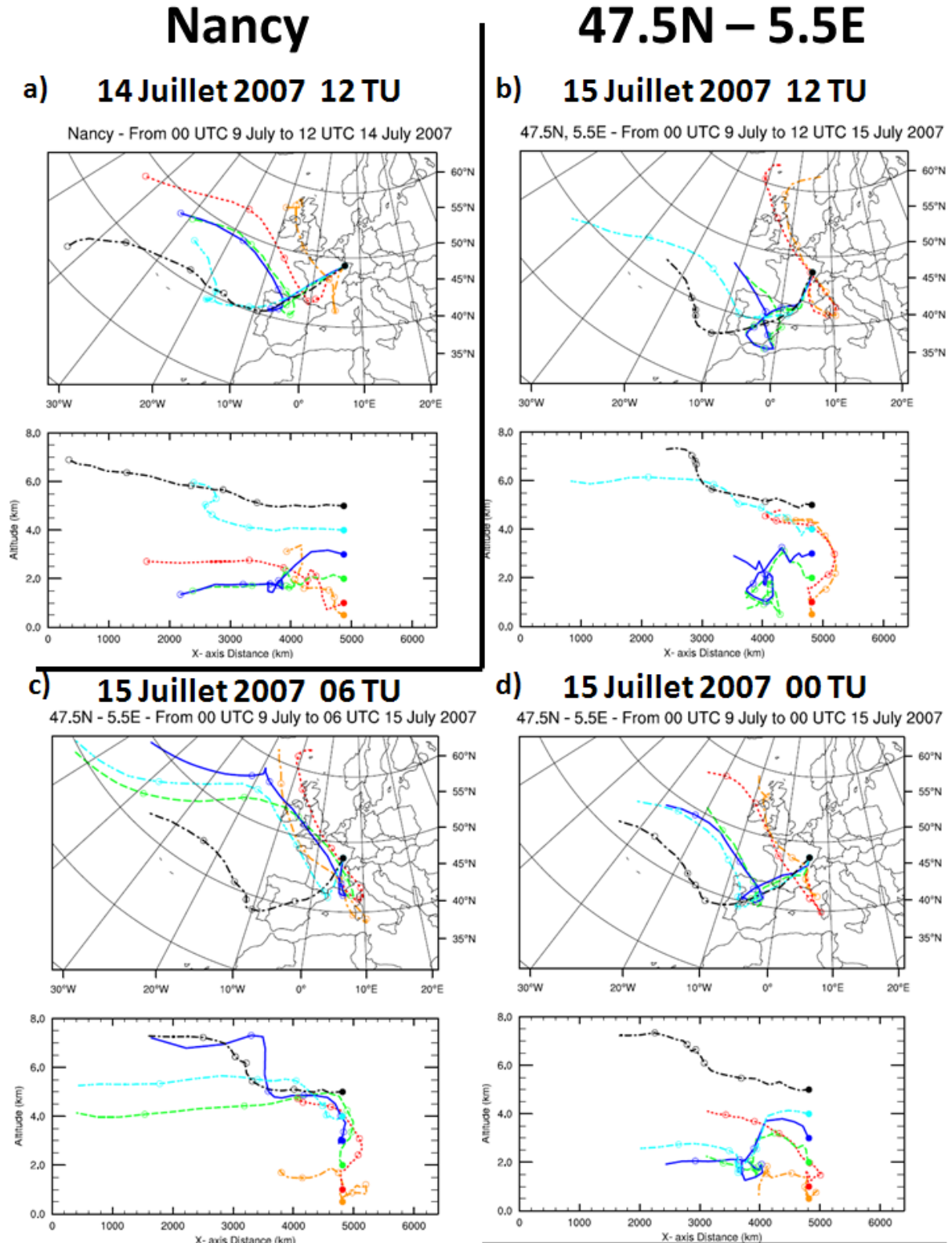
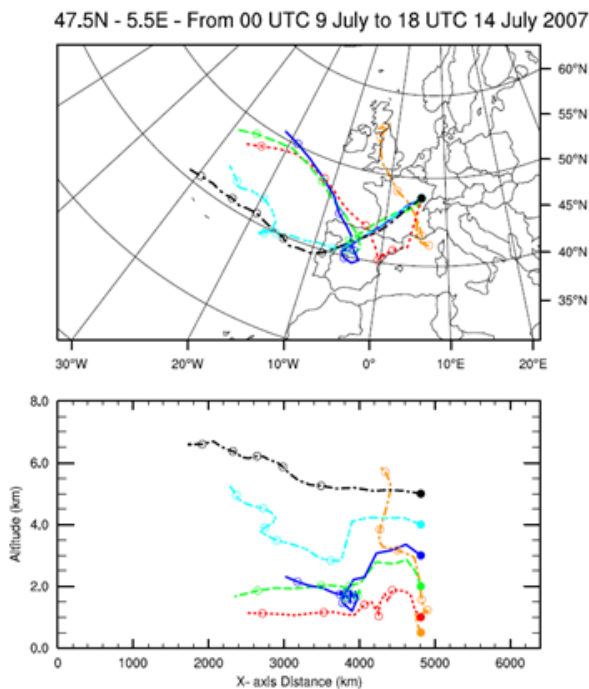


Figure 4-17 : Comme la Figure 4-14 mais à Nancy le 14 juillet à 12 TU (a) et au point 47.5N et 5.5E le 15 juillet à 12 TU (b), 15 juillet à 06 TU (c) et 15 juillet à 00 TU (d).

47.5N – 5.5E

a) **14 Juillet 2007 18 TU**



b) **14 Juillet 2007 12 TU**

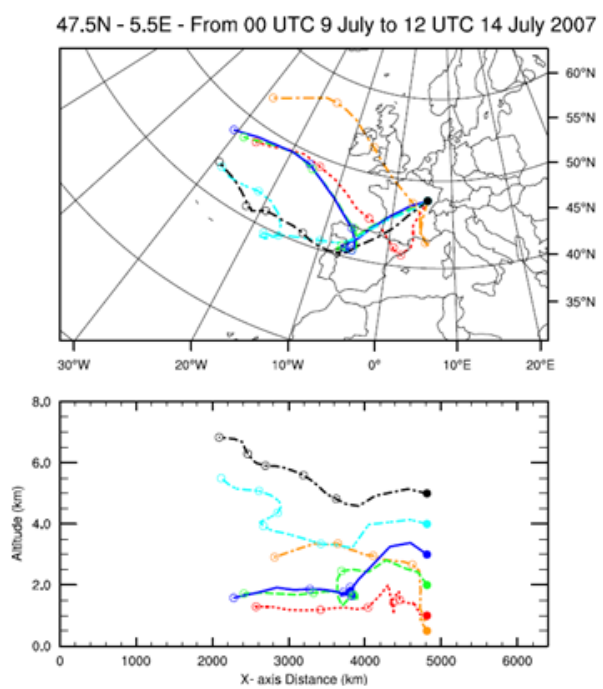


Figure 4-18 : Comme la Figure 4-14 mais au point 47.5N et 5.5E
le 14 juillet à 18 TU (a), 14 juillet à 06 TU (b)

4.4 Conclusion

L'étude de l'origine des masses d'air a permis de mettre en valeur le rôle de la dynamique synoptique dans l'advection des couches sèches qui interviennent régionalement dans le domaine COPS. La chronologie est ainsi mieux comprise. Le travail montre l'intérêt de pouvoir croiser les données d'observations avec les rétrotrajectoire afin de pouvoir les remettre dans leur contexte météorologique et d'éventuellement pouvoir adapter et discuter des résultats.

Au-delà des effets locaux détaillés précédemment, l'importance de la variabilité de la vapeur d'eau atmosphérique engendrée par la situation synoptique dans cette étude de cas est primordiale. C'est ce que montre l'enchaînement des processus. De l'air sec à l'étage moyen arrive depuis l'Espagne jusque vers le centre de la France. La dynamique synoptique fait migrer en bloc cette advection vers l'est tandis que dans les couches supérieures une anomalie sèche latente arrive depuis l'océan en subsident. Elle rattrape l'air sec qui venait d'Espagne et fusionne avec celle-ci. Parallèlement, de l'air plus humide et chargé en aérosols arrive par le sud-ouest et se glisse sous cette couche sèche. Cette dernière en arrivant sur la

zone COPS déferle verticalement et laisse derrière elle un filament d'air sec et très stable au-dessus de la couche limite. L'air humide et chargé en aérosols est juste au-dessus. Pendant la nuit une advection sèche arrive depuis le sud et subside progressivement pour atteindre la vallée du Rhin. Elle subside suffisamment pour venir renforcer la couche résiduelle précédente et amener de l'air sec. Le lendemain matin l'air sec arrive dans un flux de sud-ouest et interagit avec le relief et les conditions locales comme expliqué dans le chapitre Article-4. Cet air sec a donc pour origine deux masses d'air différentes, mais toutes les deux associées à de la subsidence d'air de basse stratosphère dans la troposphère.

5 Représentation de l'humidité à l'échelle régionale dans Meso-NH : analyse critique sur la base de la tomographie GPS

5.1 Introduction

Dans les chapitres précédents l'analyse des processus s'est fortement appuyée à la fois sur les données calculées sur la base de l'observation par le réseau GPS et aussi sur les modélisations à fine échelle fournies par le modèle Meso-NH (petit domaine opérationnel durant COPS, grille à 2 km, (Richard et al. 2011)). On rappelle que Meso-NH a été un des modèles les plus performants dans la gestion de cet épisode convectif. Ce chapitre est séparé en deux parties distinctes.

La première partie va chercher à étudier plus précisément le comportement du modèle sur la représentation des couches sèches et de leur évolution. La comparaison va se faire à la fois grâce aux radiosondages, mais aussi grâce aux données de GPS, y compris tomographiques, dont on a pu montrer précédemment la justesse dans l'observation des couches étudiées.

La seconde partie de ce chapitre va chercher à tirer toute la quintessence des données GPS, et notamment dans les zones où il y a peu d'observations alternatives qui peuvent être recoupées. On va en particulier chercher à comprendre comment la tomographie permet d'envisager l'initiation de la cellule pluvieuse un peu plus au sud que le long de l'axe des supersites.

5.2 Représentation des couches sèches par Meso-NH

Avec une résolution de 32 km, on voit que le modèle sur le grand domaine n'arrive pas à reproduire la distribution verticale de l'humidité sur la zone COPS. En effet, la Figure 5-1 et la Figure 5-2 montrent une comparaison sur des profils verticaux de rapport de mélange de vapeur d'eau à Achern et Meistratzheim entre le grand domaine Meso-NH

(courbe verte) et les sondages les plus proches dans le temps (courbe noire). On constate que les profils du modèle sont particulièrement lissés et que certaines structures se devinent à peine. C'est par exemple le cas à Meistratzheim autour de 12 TU (Figure 5-1e) où la couche sèche (couche D) qui arrive au-dessus du site par le sud-ouest des Vosges (voir chapitre Article-4) n'est pas représentée (7 g.kg^{-1} au lieu de 4.5 g.kg^{-1}). Inversement l'air juste au-dessus est plus sec dans le modèle (6 g.kg^{-1} au lieu de 8 g.kg^{-1}). C'est la couche plus humide qui est issue de l'apport d'humidité au-dessus de la couche limite généré par le forçage orographique diurne puis advectée dans le flux. Des constatations similaires peuvent être faites à Achern (Figure 5-2a et e). De même, bien que cela n'a pas été montré sur ces figures, les comparaisons de température montrent des profils du grand domaine bien trop lissés par rapport à la réalité, même si les valeurs moyennes s'avèrent moins erronées que celles issues du petit domaine, comme je le montrerai un peu plus loin. Il est clair que sur le grand domaine, certaines couches, ainsi que certains processus, ne sont pas représentés correctement par le modèle. C'est pour cette raison que nous n'avons pas pu calculer les rétrotrajectoires à partir de cette zone. Nous avons donc choisi de sélectionner les points d'arrivée des rétrotrajectoires en amont de la zone COPS, au niveau de la couche sèche principale (couche B, voir le chapitre Article-3) qui est bien représentée par le modèle.

On voit qu'à plus fine résolution (petit domaine Mésoscale, 2 km de résolution), l'alternance des différentes couches est plus prononcée, mais les écarts entre les observations et le modèle restent parfois importants. On note en particulier le biais humide de Mésoscale discuté par (Richard et al. 2011), qui est marqué dans la journée à Meistratzheim et Achern entre 1 et 3 km d'altitude, mais quasiment nul proche de la surface. Ces biais humides sont associés à un biais froid de température potentielle sur les 2 sites. Les profils de température modélisés sont d'ailleurs aussi beaucoup plus lissés que ceux observés.

A Meistratzheim, comme le montre la Figure 5-1e, Mésoscale simule l'arrivée de la couche sèche D entre 11 TU et 12 TU entre 1 km et 2 km d'altitude, même si cette couche reste peu marquée, sensiblement moins sèche que celle observée (environ 3 g.kg^{-1} plus humide que sur le radiosondage), moins épaisse et sans doute un peu en retard. La gestion de la couche limite présente de gros écarts sur Meistratzheim : par exemple l'inversion disparaît quasiment complètement entre 14 TU et 15 TU alors qu'elle reste marquée sur les profils des sondages (Figure 5-1h).

Comparaison MNH / Sondages - Meistratzheim

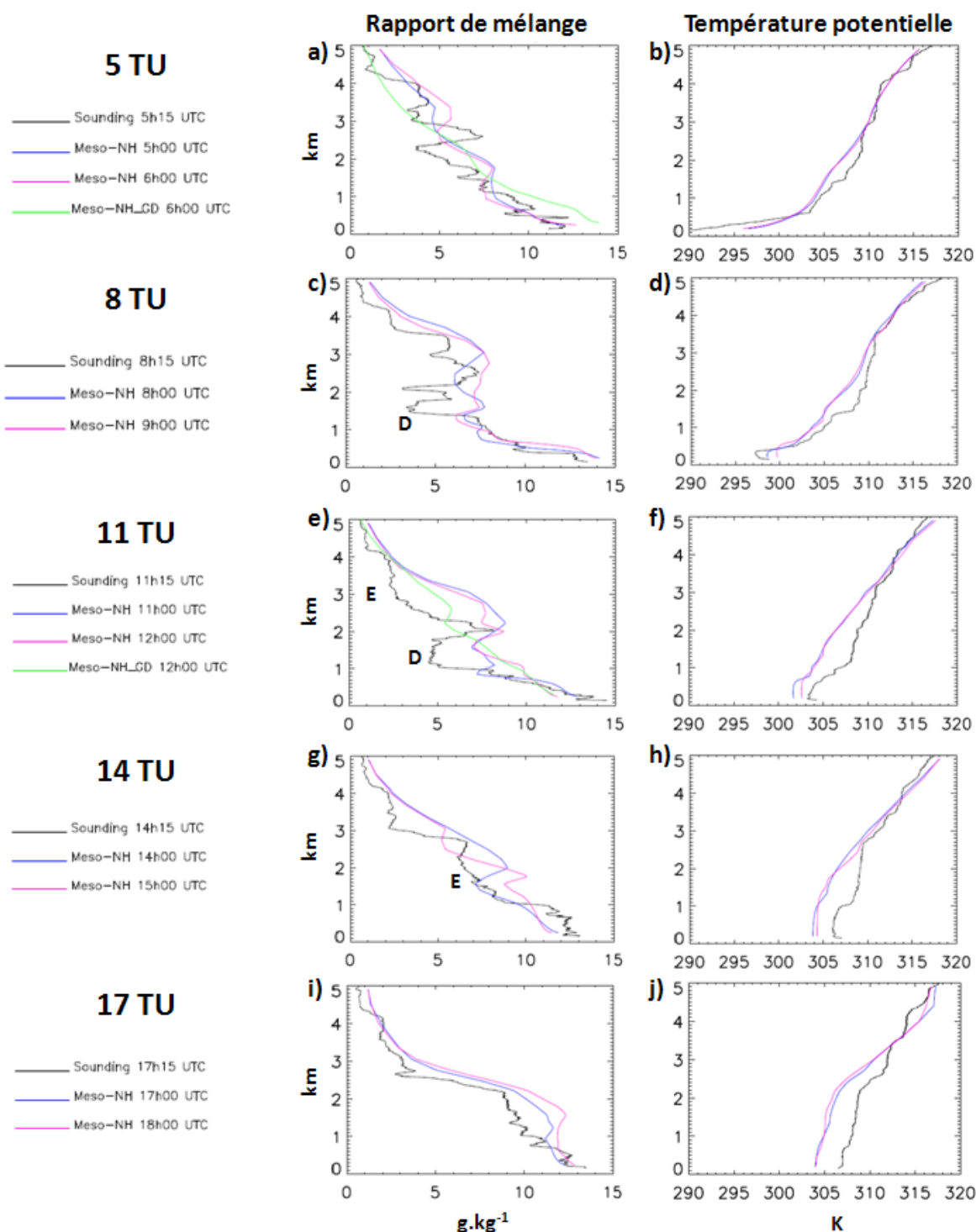


Figure 5-1 : Profils verticaux à Meistratzheim pour les sondages (courbes noires) et pour les simulations Meso-NH sur le petit domaine opérationnel (courbes bleu et rose) et sur le grand domaine qui a servi pour les rétrotrajectoires (courbes vertes) avec à gauche le rapport de mélange et à droite la température potentielle. Les graphiques sont produits pour les heures des radiosondages, soit autour de : 5 TU, 8 TU, 11 TU, 14 TU et 17 TU.

Comparaison MNH / Sondages - Achern

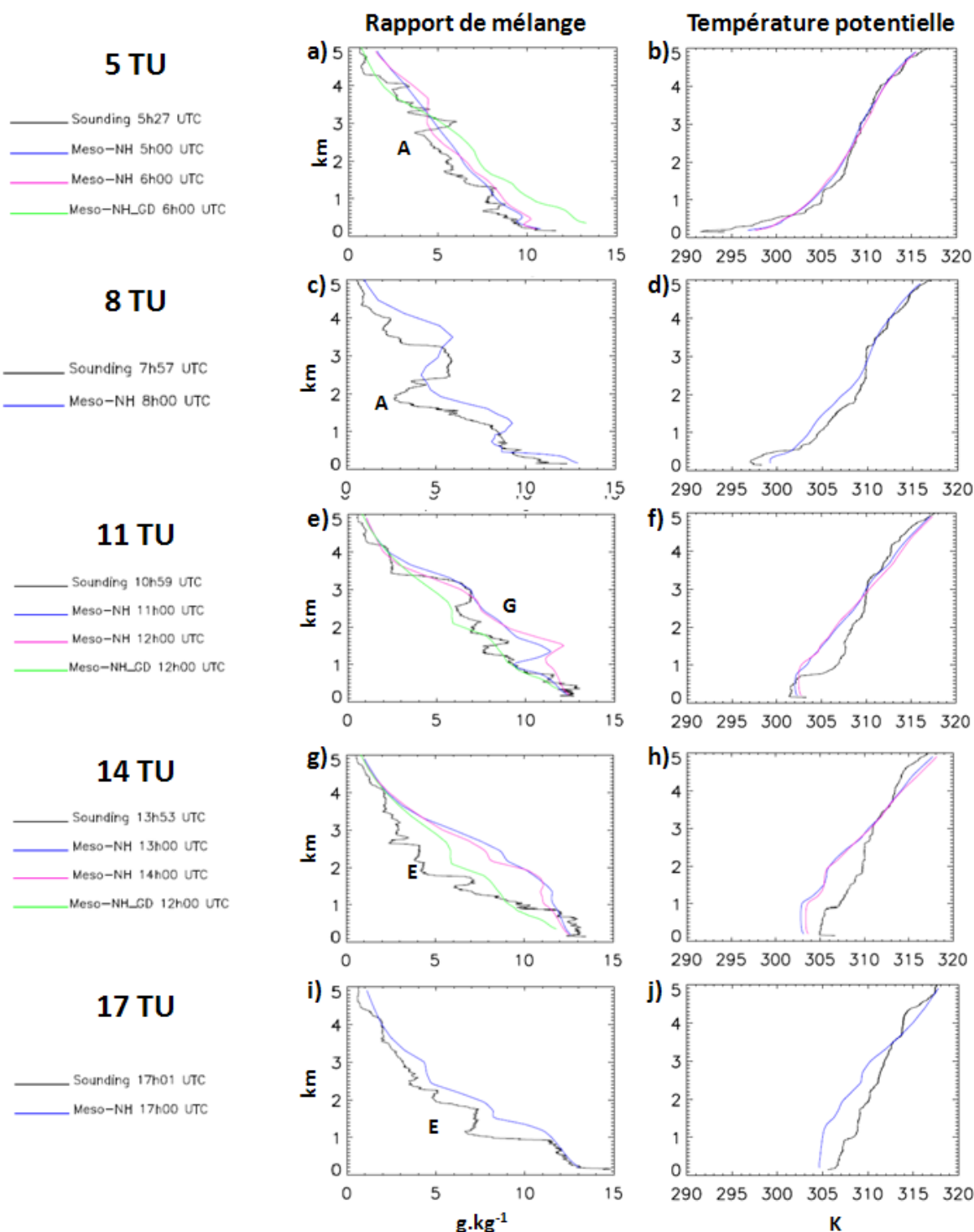


Figure 5-2 : Comme pour la Figure 5-1 mais à Achern.

A Achern par contre, autour de 8 TU (Figure 5-2b), la couche sèche existe mais elle se situe trop en altitude (2.5 km au lieu de 2 km), et est encore trop humide (5 g.kg^{-1} au lieu de 3 g.kg^{-1}) et trop épaisse (presque 2 km d'épaisseur au lieu de 1 km). Entre 11 TU et 14 TU, les

observations montrent un assèchement de l'air au-dessus de la couche limite, avec un rapport de mélange qui passe de 7 g.kg^{-1} à 5 g.kg^{-1} à 2 km d'altitude. Dans le modèle, cet air a même plutôt tendance à s'humidifier entre ces 2 heures de la journée, en témoigne l'excès d'humidité de l'ordre de 4 g.kg^{-1} à 5 g.kg^{-1} observé vers 2 km d'altitude (Figure 5-2g). Ce n'est que plus tard que l'air s'assèche. A 17 TU (Figure 5-2i) entre 1 et 2 km d'altitude, l'air simulé reste donc encore plus humide avec un biais humide d'environ 2 g.kg^{-1} localement renforcé par un décalage vertical de l'ordre de 500 m dans l'enchainement des couches entre les observations et le modèle qui les élève plus que l'observation.

On voit donc déjà à partir des profils verticaux que la résolution horizontale du modèle joue un rôle important sur la distribution verticale de la vapeur d'eau. En effet, malgré une résolution verticale également très fine dans le grand domaine, on observe très peu de variabilité verticale. Les processus dynamiques de fine échelle liés à l'interaction avec le relief favorisent une meilleure distribution verticale de cette humidité, même si elle reste imparfaite. Dans la suite de ce chapitre, on va essayer de comprendre d'où viennent ces défauts.

Pour avoir une vision plus globale de la distribution horizontale de l'humidité et de son évolution, on s'intéresse de nouveau aux quantités intégrées de vapeur d'eau mesurées avec le réseau GPS d'une part, et simulées par le modèle d'autre part. La Figure 5-3 montre les contenus intégrés sur l'ensemble du petit domaine de MésO-NH à la résolution du modèle. A cette résolution, le relief étant représenté précisément et les contenus intégrés étant sensibles à la topographie, on observe une variabilité spatiale importante qui n'est pas uniquement due à des différences de masse d'air. A 7 TU (Figure 5-3a), on observe bien la contribution sèche de la masse d'air B à l'ouest du domaine arrivant sur la zone et celle de la masse d'air A plus sèche à l'est du domaine. Dans la journée, la vallée du Rhin s'humidifie en premier et la contribution de la couche A au contenu intégré s'atténue progressivement. L'humidité augmente petit à petit sur les Vosges, la Forêt Noire et la vallée du Rhin, surtout au nord de la zone COPS. La masse d'air sec B progresse lentement vers l'est mais reste à l'ouest du domaine. Entre 14 TU et 16 TU, au nord, le maximum d'humidité est advecté vers l'est, alors qu'au sud, la partie allemande du domaine s'assèche. En supprimant la contribution du relief à la variabilité horizontale de l'humidité (voir chapitre Article-2.1), on retrouve bien cette évolution spatiale et temporelle du champ de contenu intégré, même si ce champ est alors beaucoup moins hétérogène (non montré).

Quantité intégrée de vapeur d'eau : MNH petit domaine à sa résolution native

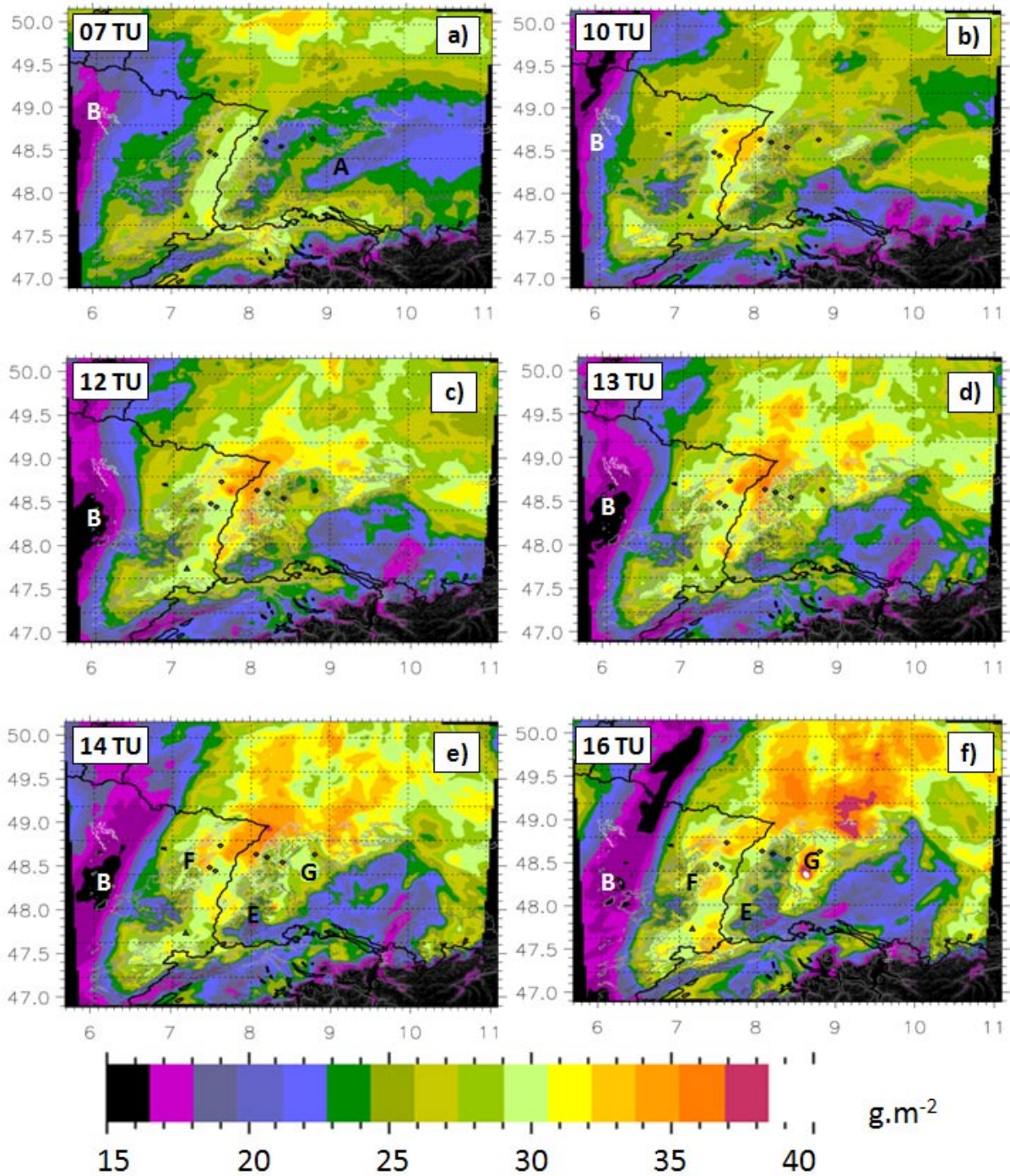


Figure 5-3 : Quantité intégrée de vapeur d'eau calculée par Mésos-NH sur son petit domaine dans sa configuration opérationnelle.
Les données sont ici représentées à leur résolution native.

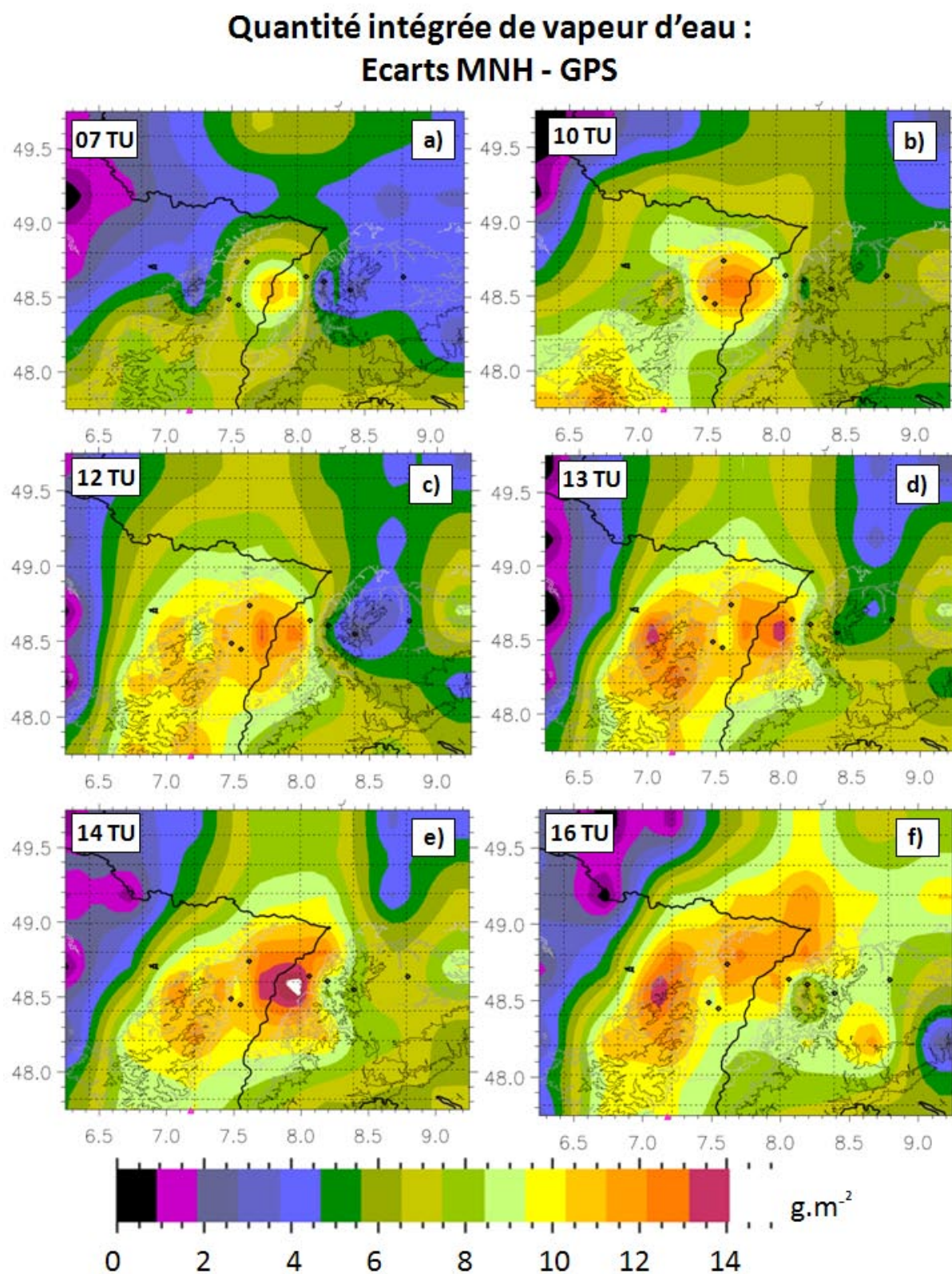


Figure 5-4 : Différence entre les quantités intégrées de vapeur d'eau calculées par Més0-NH, une fois que ses données ont été interpolées sur la grille du GPS, et les quantités intégrées calculées par l'observation du réseau GPS.

On s'intéresse maintenant aux différences entre ce champ modélisé et celui observé par le réseau GPS (Figure 5-4). On retrouve sur l'ensemble du domaine le biais humide du modèle avec des écarts allant de 0 à 15 g.m⁻² en contenu intégré suivant les endroits, à comparer à des valeurs brutes allant de 12 à 28 g.m⁻² pour le GPS, soit des écarts pouvant atteindre 50% des valeurs brutes maximales. A l'ouest du domaine, au niveau de la couche sèche B, les différences sont relativement faibles sur l'ensemble de la journée. C'est au niveau de la zone COPS que les écarts sont les plus importants avec des biais s'amplifiant au fur et à mesure de la journée. L'humidification de l'air au cours de la journée est observée par le GPS au nord de la vallée du Rhin, tandis que le modèle voit cette humidification dans la vallée du Rhin, au niveau de l'axe des supersites. Le GPS montre aussi un assèchement de l'air au sud de la vallée du Rhin qui n'est pas simulé par le modèle, d'où les gros écarts observés sur la zone de couche E sur la Figure 5-4d et la Figure 5-4e. C'est en effet vers 10 TU que la couche sèche E arrive sur le domaine par le sud-ouest (Figures A-3b et A-3c) et l'air plus humide migre vers le nord-est. Ce n'est qu'entre 14 TU et 16 TU que le sud de la vallée du Rhin s'humidifie. Cela est observé à la fois par le modèle et le GPS. Dans le modèle, l'ensemble des Vosges est bien plus humide que le GPS, ce qui conduit à des écarts relatifs très importants sur le flanc ouest des Vosges, là où l'air plus sec arrive (on a des écarts de 10-11 g.m⁻² pour des valeurs dans Mésio-NH de 25 g.m⁻² et inférieur à 20 g.m⁻² pour le GPS).

Pour comprendre un peu mieux ce qui se passe sur la verticale, on s'intéresse cette fois-ci à l'humidité à différentes altitudes et non plus en contenu intégré. La Figure 5-5 et la Figure 5-6 montrent les différences entre l'humidité en rapport de mélange volumique observée par la tomographie GPS et simulée par le modèle Mésio-NH. La première couche que l'on regarde est à l'altitude de 1100 m (Figure 5-5), c'est-à-dire le niveau le plus bas de la tomographie au dessus du relief. A cette altitude, d'après la coupe du rapport de mélange de LEANDRE2 présentée en Figure A-6, on s'attend à se situer dans la couche limite humide dans la vallée du Rhin, et à voir l'influence de la couche D à l'ouest de la coupe. D'après cette figure et les sondages (Figure A-7), il est aussi possible que l'air sec de la couche sèche A soit visible, mais cette couche sera surtout visible un peu plus haut. La tomographie donne une vision de l'humidité sur l'ensemble du domaine à cette altitude. On voit à l'ouest la couche B qui reste bloquée sur le flanc ouest des Vosges. On devine la couche A à 7 TU (Figure 5-5b). La couche D est visible sur le nord du relief des Vosges en matinée (Figure 5-5d) et la couche E sur le sud en milieu de journée (Figure 5-5f). C'est entre 12 TU et 13 TU, au niveau de Meistratzheim que ces deux couches interagissent comme expliqué dans le chapitre Article-5. Cela correspond à l'air sec situé sur l'ouest de la vallée du Rhin au niveau de l'axe des supersites. On voit à l'est du domaine l'humidification de la Forêt Noire en milieu de journée et la propagation de la zone sèche vers l'est. A la suite de l'épisode convectif (16 TU, Figure 5-5i), cet air sec arrive sur la Forêt Noire. Un peu plus haut (2500 m, Figure 5-6), on observe le matin la couche A qui s'étend sur le nord de la vallée du Rhin et de la Forêt Noire (Figure 5-6b). Les Vosges s'humidifient le matin avant l'arrivée de la couche E, ce qui est

Rapport de mélange à 1100 m

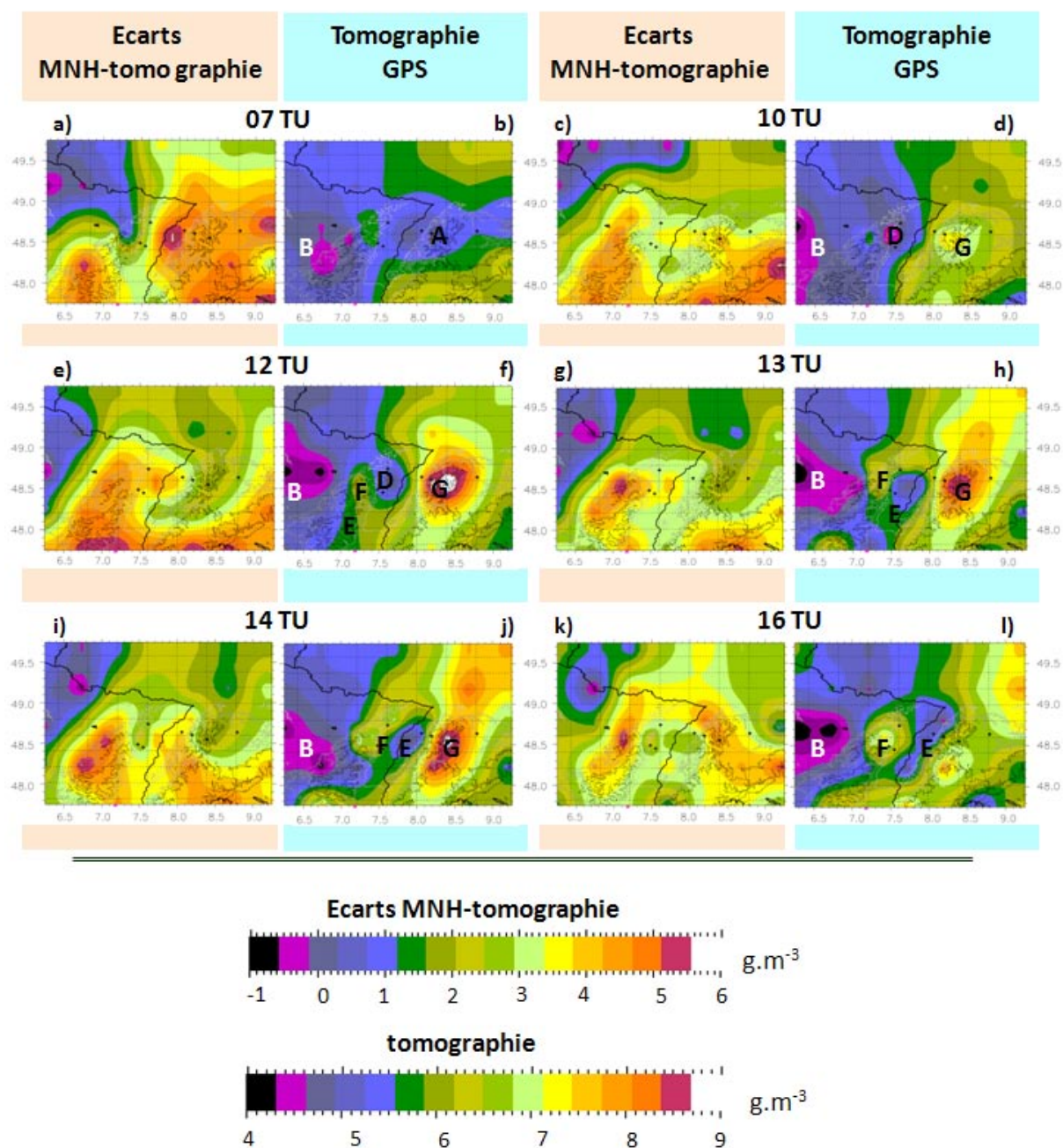


Figure 5-5 : Rapport de mélange de vapeur d'eau à 1100 m calculé par la tomographie GPS (à droite de chaque heure, colonne bleue) et écarts entre le rapport de mélange à 1100 m calculé par le modèle une fois que ses données ont été interpolées sur la grille du GPS, et cette tomographie GPS (à gauche de chaque heure, colonne rose)

cohérent avec le développement de la convection peu profonde en début de matinée (chapitre 3). En début d'après midi, on voit l'assèchement de plus en plus important de la couche E dans la vallée du Rhin. Ces figures montrent également les différences entre la tomographie GPS et Méso-NH. On note que la couche D est globalement assez bien

appréhendée par le modèle. En revanche, la couche A se situe trop en altitude, en témoigne le très fort biais humide à 1100m à 7 TU (Figure 5-5a) alors qu'il est quasi nul à 2500 m (Figure 5-6a). D'autre part, l'humidification du relief des Vosges est trop importante, en particulier sur son flanc ouest l'après midi (Figure 5-5g). L'assèchement dans la vallée du Rhin lié à l'interaction entre les couches D et E est aussi très insuffisant.

Rapport de mélange à 2500m

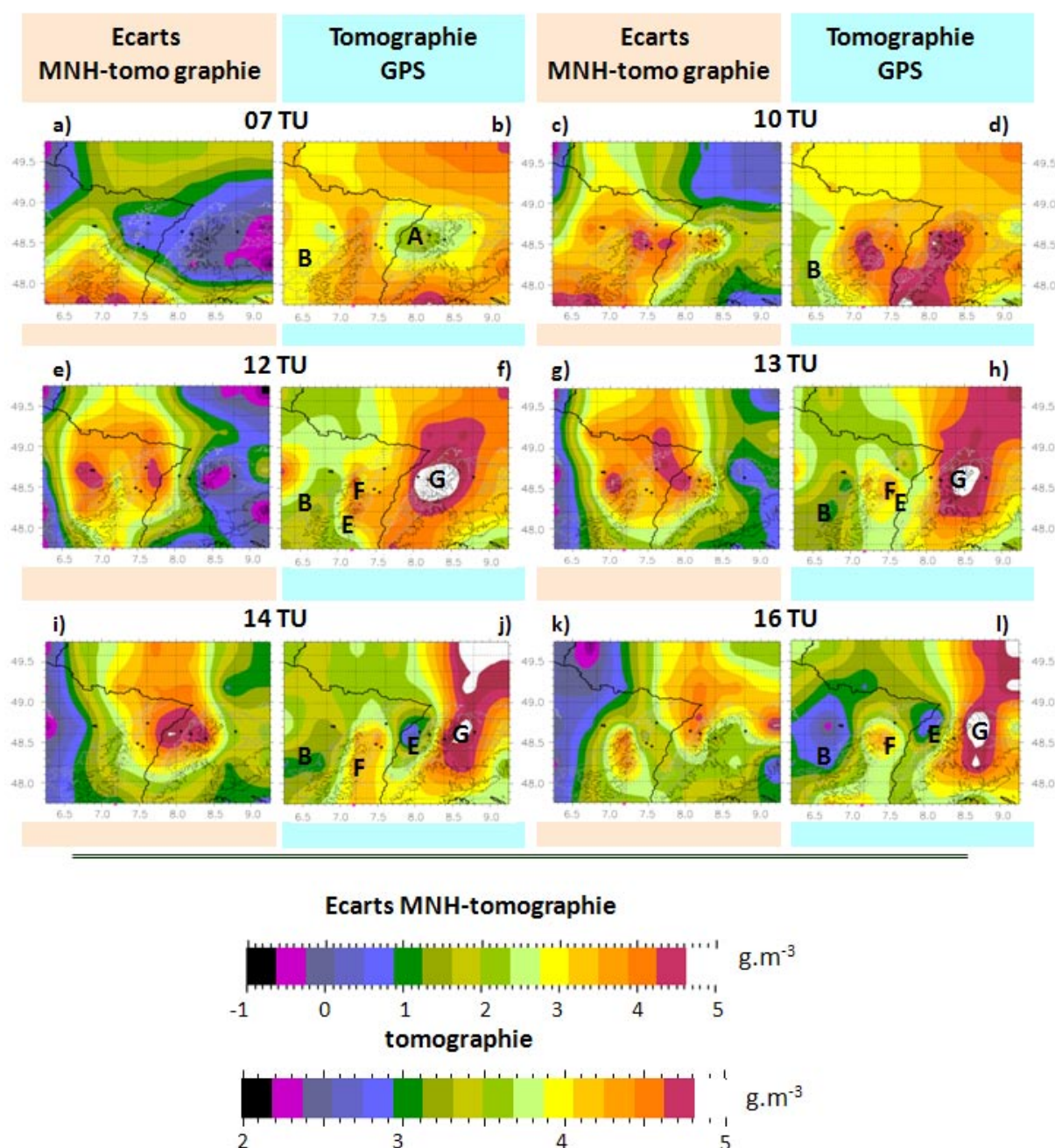


Figure 5-6 : Comme la Figure 5-5 mais à 2500 m.

L'observation de l'évolution temporelle du profil vertical d'humidité de Méso-NH à Achern (Figure 5-7b), montre que vers 1 TU le modèle simule faiblement la couche résiduelle de la veille à environ 1 km d'altitude. Elle est en revanche sous-échantillonné car l'initiation à plus grande échelle donnée par l'analyse du CEPMMT la représente plus faiblement que la réalité (non montré). Les profils Méso-NH de la simulation de la veille (initiation le 14 juillet à 00 TU) qui courrait jusqu'au 15 juillet à 6 TU (H+30) étaient cependant plus parlants (non montré). Ces séries temporelles montrent l'arrivée d'une nouvelle couche sèche le matin vers 3 km d'altitude mais qui ne subsiste pas assez au regard des observations aéroportées par exemple. La série temporelle à Meistratzheim semble représenter l'évolution de la couche D ; mais la comparaison avec les profils observés (Figure 5-1e) montre qu'elle est largement sous-estimée. De même, sur ce site, la couche E n'est pas clairement identifiable, ainsi qu'à Achern où elle est quasiment absente par rapport à la réalité observée (Figure 5-2g).

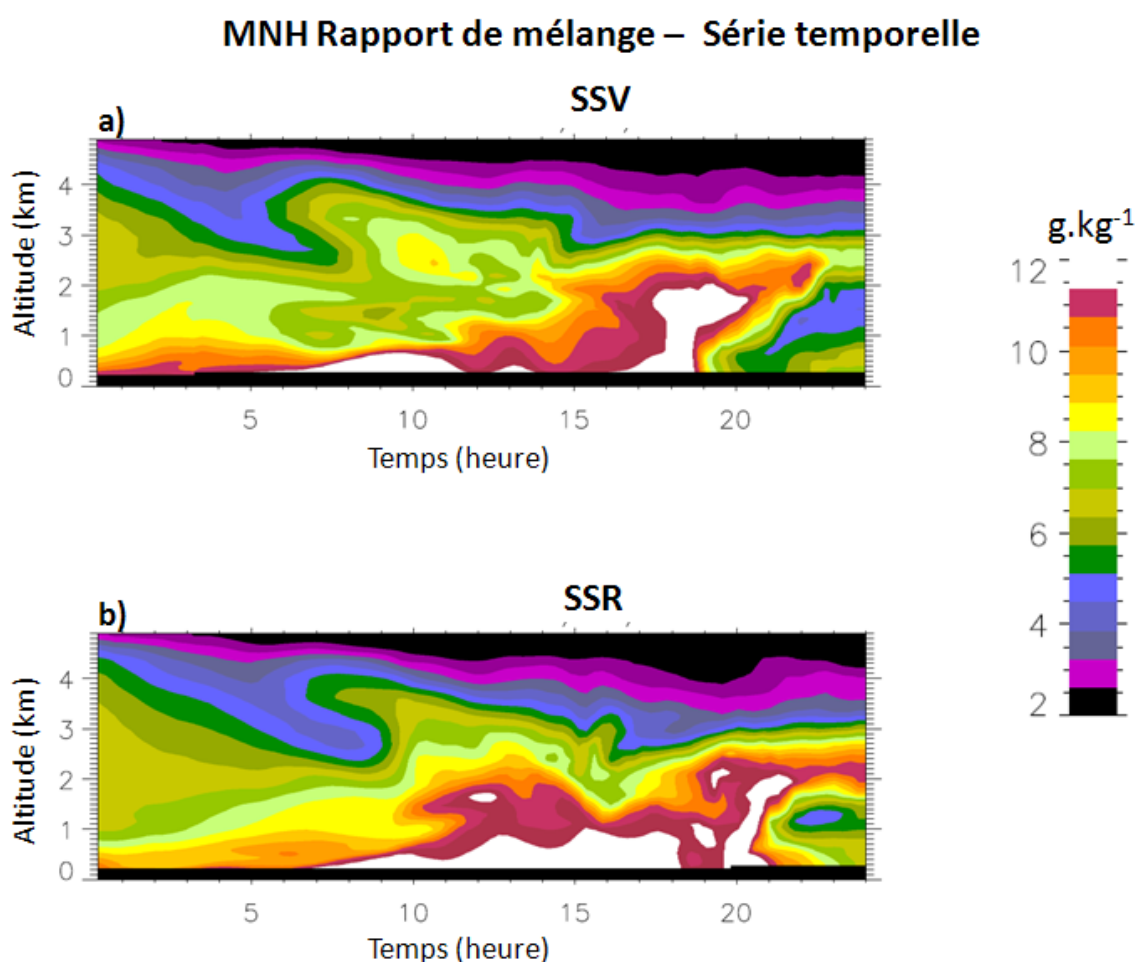


Figure 5-7 : Rapport de mélange calculé par Méso-NH sur son petit domaine à Meistratzheim (a) et à Achern (b).

MNH Rapport de mélange – coupes à 48.5 N

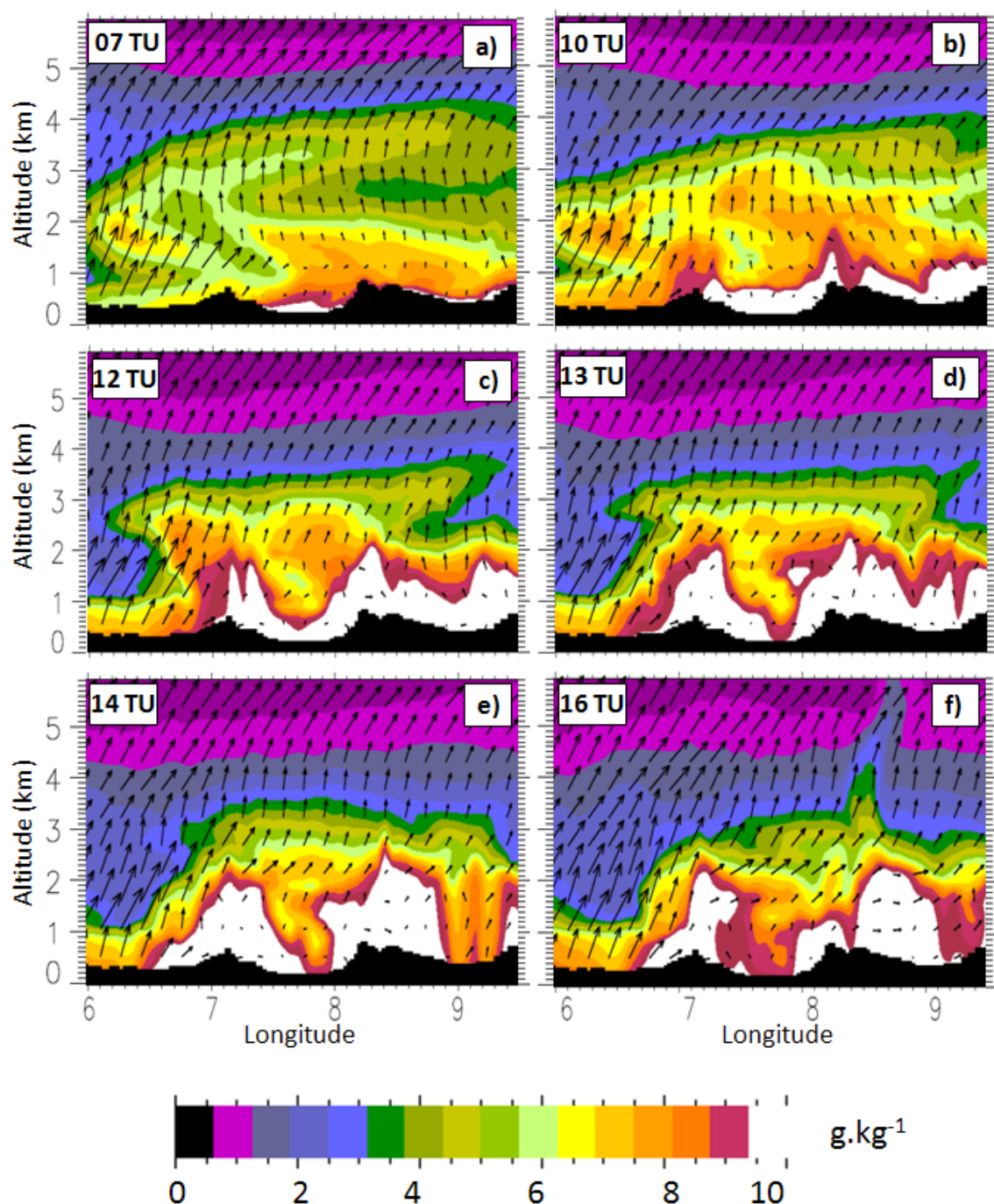


Figure 5-8 : Coupes zonales du rapport de mélange de vapeur d'eau calculé par Mésos-NH sur son petit domaine le long de la latitude 48.5 N.

Si on regarde une coupe verticale de l'humidité simulée par Mésos-NH le long de l'axe des supersites (Figure 5-8), en comparaison de la Figure A-9 montrée dans le chapitre 3, on voit bien la zone sèche D puis E et son interaction en cours de matinée avec la circulation de brise qui s'établit et la convection qui se met en place sur les Vosges. En revanche on a

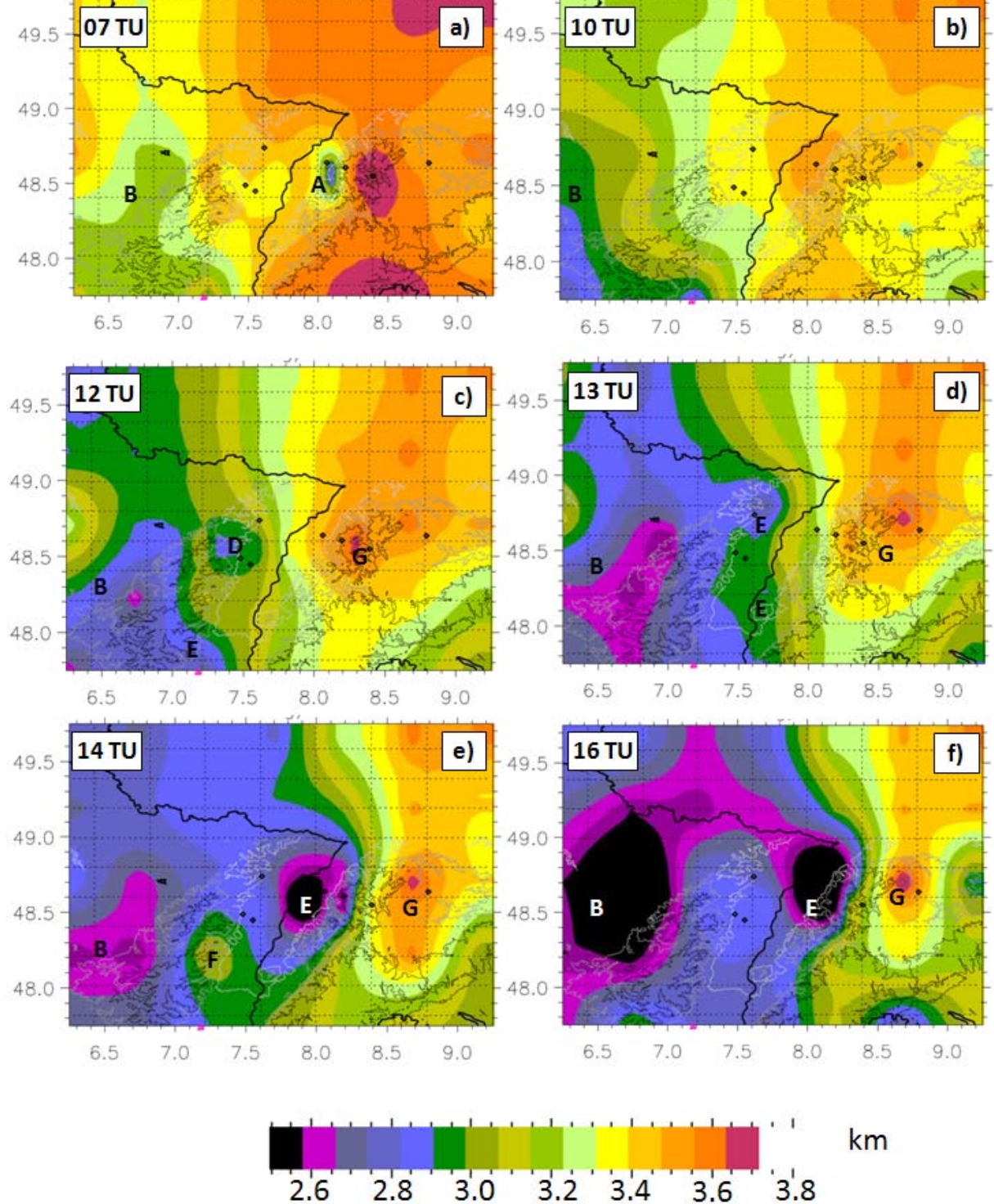
montré que l'intensité des processus était mal prévue par le modèle. Méso-NH simule une convection quasi symétrique des deux côtés des Vosges alors que sur les coupes de tomographie et de LEANDRE2, ce n'est pas le cas puisqu'elle est beaucoup plus renforcée sur son flanc est.

En conclusion, Méso-NH est assez performant pour simuler les processus dynamiques proches de la surface, notamment les phénomènes de brise liés au relief. Les biais qui existent sont plutôt dus aux mauvaises advections de masse d'air arrivant par le sud-ouest du domaine, ainsi qu'à des processus de couche limite mal représentés, avec des inversions trop hautes et pas assez prononcées.

5.3 Variabilité méridienne du champ d'humidité observé par tomographie GPS et impact sur la convection

La tomographie GPS a jusqu'à présent été largement utilisée dans le travail de thèse sur plusieurs plans. Sa grande force est d'obtenir une évolution tridimensionnelle de l'humidité de façon continue dans le temps. Cela permet d'avoir un suivi régulier des éléments observés que d'autres instruments fournissent à plus haute résolution, mais de manière plus ponctuelle. Dans un premier temps elle a été utilisée en complément d'autres données pour étudier les processus qui ont eu cours durant cette journée du 15 juillet (chapitre 3) sur l'axe des supersites et un peu plus au sud, sur les Vosges. Cette étude a donc validé la représentation des processus par la tomographie. En complément, la tomographie a aussi permis de détecter l'arrivée de la masse d'air sec par le sud (chapitre 4.2.2). Enfin, le chapitre 5.2 compare la représentation que fait Méso-NH de cet évènement avec la tomographie.

Cependant, on n'a pas complètement exploité les champs de tomographie jusqu'à maintenant, puisqu'on s'est concentré essentiellement sur les zones bien instrumentées. A partir du champ complet de la tomographie, on va pouvoir mieux comprendre les ingrédients qui ont favorisé la convection sur la Forêt Noire au sud de la zone par rapport aux conditions le long de l'axe des supersites. Dans la continuité des études précédentes, je reprends sur les Figure 5-9 et Figure 5-10 des cartes aux différentes heures clef de la journée. A l'image de ce qui se fait couramment pour les cartes de PV, je représente ici les altitudes du niveau de rapport de mélange à respectivement 3 g.m^{-3} et 5 g.m^{-3} . Ceci permet une meilleure visualisation de la forme des structures observées. Avec une altitude usuellement comprise entre 2.5 et 3.7 km d'altitude le niveau 3 g.m^{-3} représente bien les structures de l'étage moyen tandis qu'avec des altitudes comprises entre 1 et 2.6 km le niveau 5 g.m^{-3} représente bien les structures de basse couche.



Altitude du niveau 5 g.m^{-3} pour la tomographie GPS

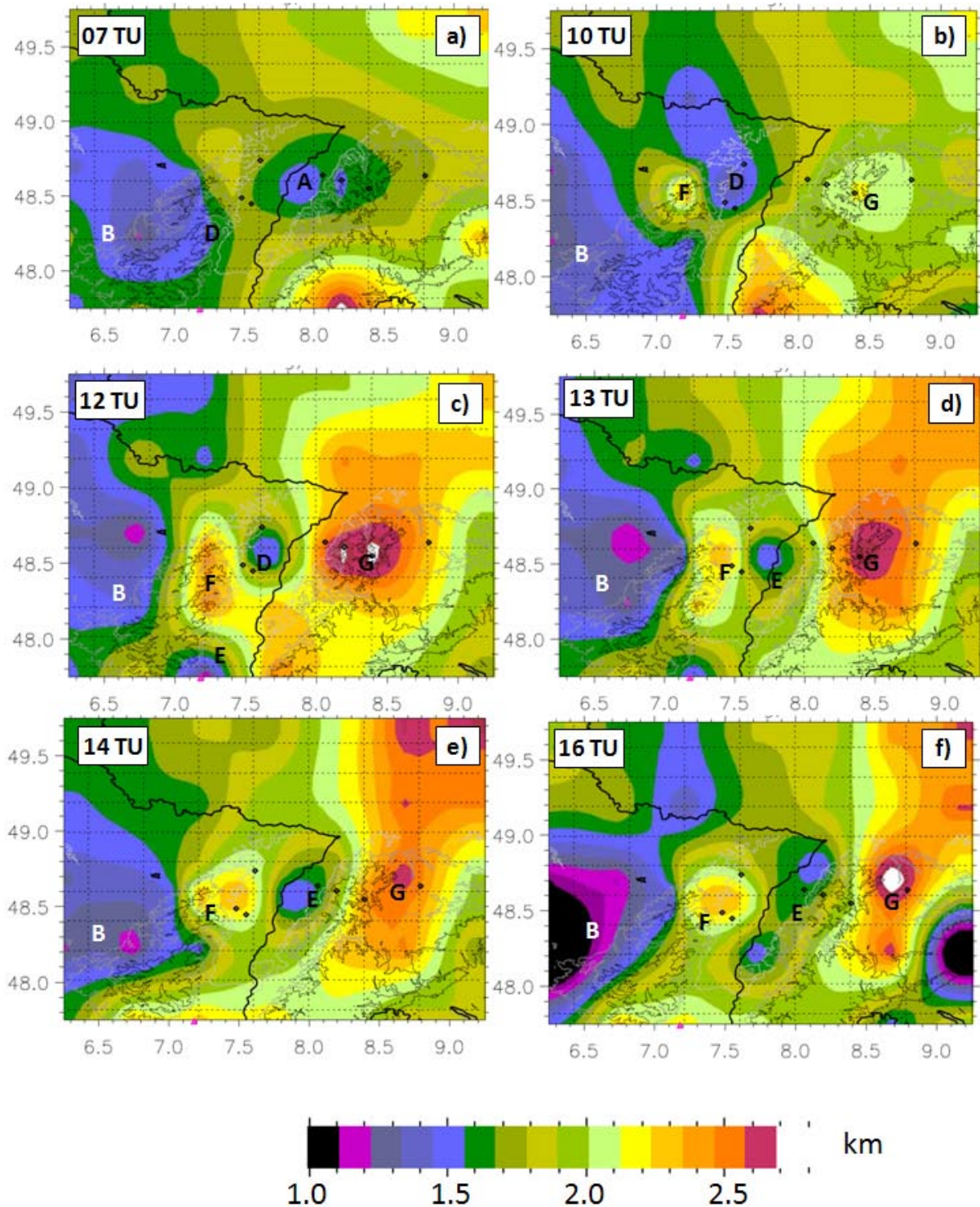


Figure 5-10 : Comme Figure 5-9 pour le niveau de rapport de mélange 5 g.m^{-3} .

A partir de l'étude de la Figure 5-9, on constate que l'altitude de la couche à 3 g.m^{-3} faiblit en cours de journée à l'ouest de la Forêt Noire, ce qui correspond à un assèchement des couches moyennes, les profils d'humidité étant globalement décroissants. Cet aspect,

également présent sur l'est du domaine en matinée (évolution entre la Figure 5-9a et la Figure 5-9b) est freiné sur le reste de la journée par la convection sur le relief de la Forêt Noire. Comme évoqué à plusieurs reprises précédemment et notamment dans le chapitre Article-4 et Article-5 cette convection est absente, du moins à cette altitude, sur le relief des Vosges. Ce qui est remarquable également c'est que les couches sèches matinales ne sont pas présentes sur ces niveaux assez élevés ; il faut attendre que la couche D interagisse avec le cycle convectif diurne pour qu'elles apparaissent notablement sur cette représentation, par exemple à 12 TU. L'arrivée de la couche E par le sud-ouest du domaine est en revanche bien marquée, preuve qu'elle se trouve bien au sein d'une structure profonde qui concerne également les niveaux plus élevés. Cet aspect est tout à fait cohérent avec le signal observé sur le lidar de Meistratzheim par exemple (Figure A-9). Son évolution en lien avec le forçage convectif de la ligne de convergence qui se situe juste à l'avant est très visible, notamment au niveau de l'axe des supersites où le champ est plus résolu avec des structures et des gradients plus marqués (Figure 5-9e).

La Figure 5-10 qui permet de visualiser les structures des basses couches montre bien les couches sèches matinales A et D. A 10 TU (Figure 5-10b) la convection démarre bien de façon symétrique sur les Vosges et la Forêt Noire le long de l'axe des supersites. Dès 12 TU (Figure 5-10c) on retrouve bien la double dissymétrie évoquée dans le chapitre 3, avec d'une part une convection et un apport humide par les basses couches bien plus importants sur la Forêt Noire que sur les Vosges, et d'autre part, une humidification bien plus marquée sur le flanc est des Vosges que sur leur flanc ouest. La convection peu profonde sur le flanc est des Vosges n'est que temporairement atténuée au maximum de l'anomalie sèche E.

La Figure A-1a situe la position (triangle rose) du début de la formation de la cellule pluvieuse du 15 juillet 2007. Elle se situe donc au sud de l'axe des supersites. Si l'analyse de l'imagerie satellite (Figure 3-2) montre bien que l'axe de convergence est présent sur une bonne partie de la Forêt Noire, seule une cellule a réussi à avoir un développement assez profond pour permettre des précipitations significatives. Les conditions étaient donc localement plus favorables. La question que je me suis posé est de savoir si la vision tridimensionnelle de la tomographie permet de supposer l'existence de conditions locales plus favorables.

La Figure 5-11 montre, comme précédemment, l'altitude du niveau de rapport de mélange, mais cette fois-ci à 7 g.m^{-3} . Seule l'image à 14 TU est montrée ici. En effet il n'était pas possible de refaire la planche usuelle du déroulement de la journée puisque pour cette valeur humide certaines zones ne seraient pas concernées à certaines heures. Cette heure a été retenue car elle est bien en phase avec le maximum de l'initiation de l'épisode convectif (Figure A-4). Le principal enseignement que l'on peut en tirer vient de la comparaison avec les autres niveaux à 14 TU. Sur les niveaux à 3 g.m^{-3} (Figure 5-9e) et à 5 g.m^{-3} (Figure 5-10e) l'anomalie sèche était surtout concentrée à la latitude de l'axe des supersites, à la fois pour des raisons météorologiques, où l'anomalie y est effectivement plus prononcée, mais aussi

pour une raison technique due à la plus grande résolution de la tomographie à ce niveau qui renforce l'amplitude et la résolution des anomalies. Sur le niveau 7 g.m^{-3} (Figure 5-11), si un minimum d'altitude de ce niveau est bien constaté pour la vallée du Rhin le long de l'axe des supersites, il est d'une part moins marqué que précédemment, et d'autre part, il présente une extension vers le sud assez sensible (globalement entre 48N et 49N, soit environ le double que pour des altitudes plus élevées). On constate donc qu'à basse altitude (entre 1 et 1.5 km d'altitude) l'anomalie sèche s'étend davantage vers le sud qu'à des altitudes plus élevées où elle reste très concentrée en latitude.

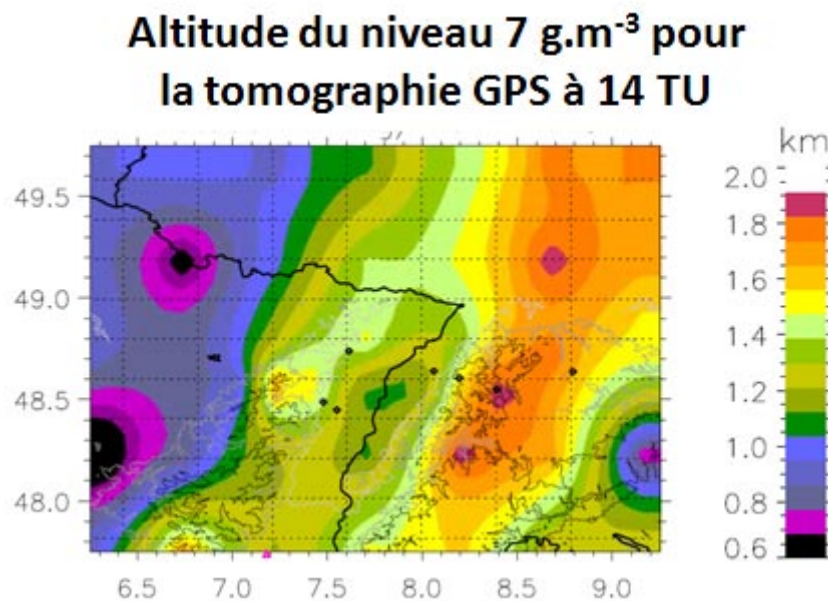


Figure 5-11 : Comme Figure 5-9 pour le niveau de rapport de mélange 7 g.m^{-3} et pour 14 TU seulement.

La comparaison (Figure 5-12) des coupes verticales de rapport de mélange issu de la tomographie GPS le long de la latitude des supersites (latitude 48.6 N) et de la latitude où la cellule pluvieuse s'est développée (48.25 N) montre une différence notable dans le comportement vertical de la zone sèche à l'échelle régionale. Cette différence a ainsi nécessairement engendré des comportements distincts à l'échelle locale. Comme précédemment, dans l'analyse de cette figure, étant donné le maillage non régulier de la tomographie, il faut bien tenir compte des structures plus larges et moins accentuées dans la coupe à 48.25 N (Figure 5-12b et Figure 5-12d) que dans celle à 48.6 N (Figure 5-12a et Figure 5-12c).

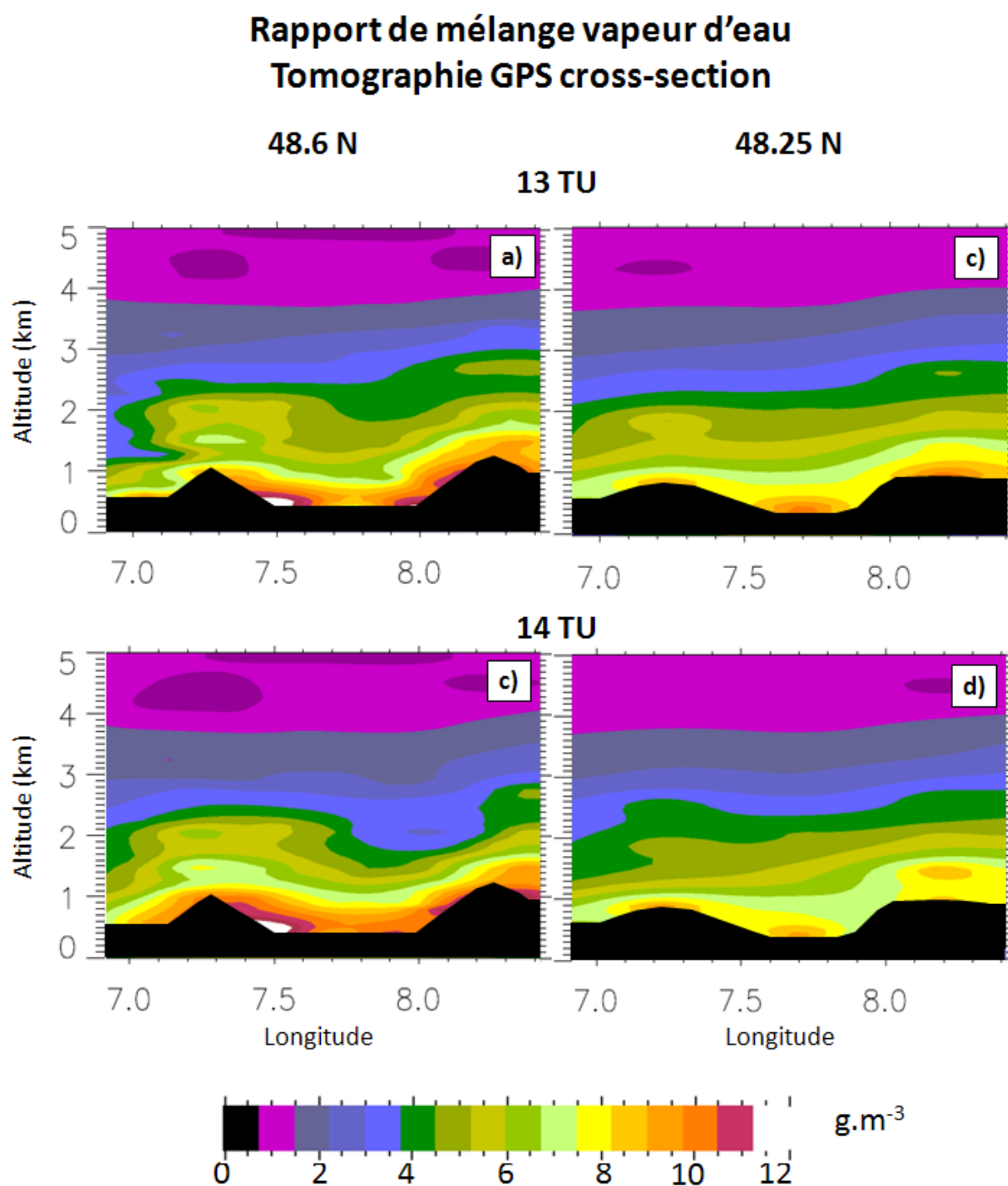


Figure 5-12 : Coupes zonales de rapport de mélange de la tomo le long de l'axe des supersites (48.6 N, a et c) et le long de la latitude de l'initiation de la cellule pluvieuse (48.25 N, b et d) à 13 TU (a et b) et 14 TU (c et d).

Ces coupes montrent bien que le maximum d'humidité au niveau des Vosges est concentré le long de son flanc est, tandis que le sommet de la Forêt Noire présente également un maximum. Ceci est visible sur l'ensemble des quatre planches. Le développement de la zone sèche autour de 2 km d'altitude est très net à 48.6 N, alors que cette couche est quasi insignifiante plus au sud. La progression vers l'est de cette anomalie

est très sensible durant l'heure qui s'écoule. En revanche, à 48.25 N il y a eu un assèchement entre 13 TU et 14 TU entre le sol et 1.5 km juste le long du flanc ouest de la Forêt Noire. La conséquence de ces observations c'est que le long de l'axe des supersites, on se retrouve à 14 TU avec de l'air sec subsidant qui surplombe de l'air encore humide. On s'attend donc à ce que la convergence du flux associée à cette advection sèche soit maximale au-dessus de la couche limite plutôt que dans la couche limite, sans néanmoins qu'il soit possible de réellement juger de l'intensité intrinsèque des convergences qui se produisent dans la couche limite et qui peuvent ainsi favoriser la convection. De plus la convection se développe dans un air qui devient progressivement plus sec. En revanche, au niveau de la latitude du développement de la cellule principale (48.25 N), l'axe de convergence de basse couche qui génère le forçage convectif semble bien maximum au sein de la couche limite, donc plus efficace, et les sommets convectifs rencontrent un air qui s'assèche moins, ce qui limite le détrainement (chapitres 1.3.2 et 1.6.1.2). Certains de ces aspects et différences méridiennes, et notamment les questions à propos du forçage par la convergence des masses d'air, avaient été évoqués par (A. Behrendt et al. 2011) avec des observations et l'analyse par VERA (Vienna Enhanced Resolution Analysis) et (Kalthoff et al. 2011), ainsi que (Richard et al. 2011) avec des outils de modélisation.

Pour finir cette analyse à partir de la tomographie, il est utile d'étudier les séries temporelles des rapports de mélange à différentes altitudes et pour certains sites importants qui ont été déjà largement évoqués. Les altitudes de 1100 m (Figure 5-13a) et 2500 m (Figure 5-13b) ont été choisies pour permettre de les re-situer dans le contexte horizontal apporté par la Figure 5-5 et la Figure 5-6. Le site à 48.25 N – 8.25 E est le point de la tomographie juste à l'ouest de la zone de l'initiation de la cellule principale. A 1100 m, ce point et celui d'Hornisgrinde sont bien à l'intérieur de la couche limite, en témoigne la forte augmentation de l'humidité en matinée (Figure 5-13a). Plus au sud à Burnhaupt, l'évolution semblait similaire jusqu'à 8 TU, heure où l'air sec qui arrive par le sud-ouest a largement fait chuter les valeurs d'humidité. L'arrivée de cet air qui a généré le forçage convectif avec la convergence en aval est très visible sur le signal du point 48.25 N – 8.25 E avec un brutal effondrement à partir de 12 TU. Il arrive plus tardivement (à partir de 14 TU) au niveau d'Hornisgrinde qui est situé plus à l'intérieur du massif. La baisse est peu sensible pour Achern où à 1100 m d'altitude on reste au-dessus de la couche limite. Tout comme à Meistratzheim dont les importantes masses d'air sec de la matinée sont très visibles.

A 2500 m (Figure 5-13b) la situation est bien différente. L'assèchement sur les stations de la Forêt Noire le long de l'axe des supersites est marqué (SSR et SSH). Auparavant l'évolution de l'humidité à Hornisgrinde à cette altitude montre que la couche limite est assez élevée (au moins 2500 m selon la tomographie), ce qui n'est pas le cas plus au sud où l'humidité issue de l'évolution diurne et de la couche limite reste cantonnée à une altitude plus basse.

Séries temporelles de rapport de mélange vapeur d'eau tomographie GPS

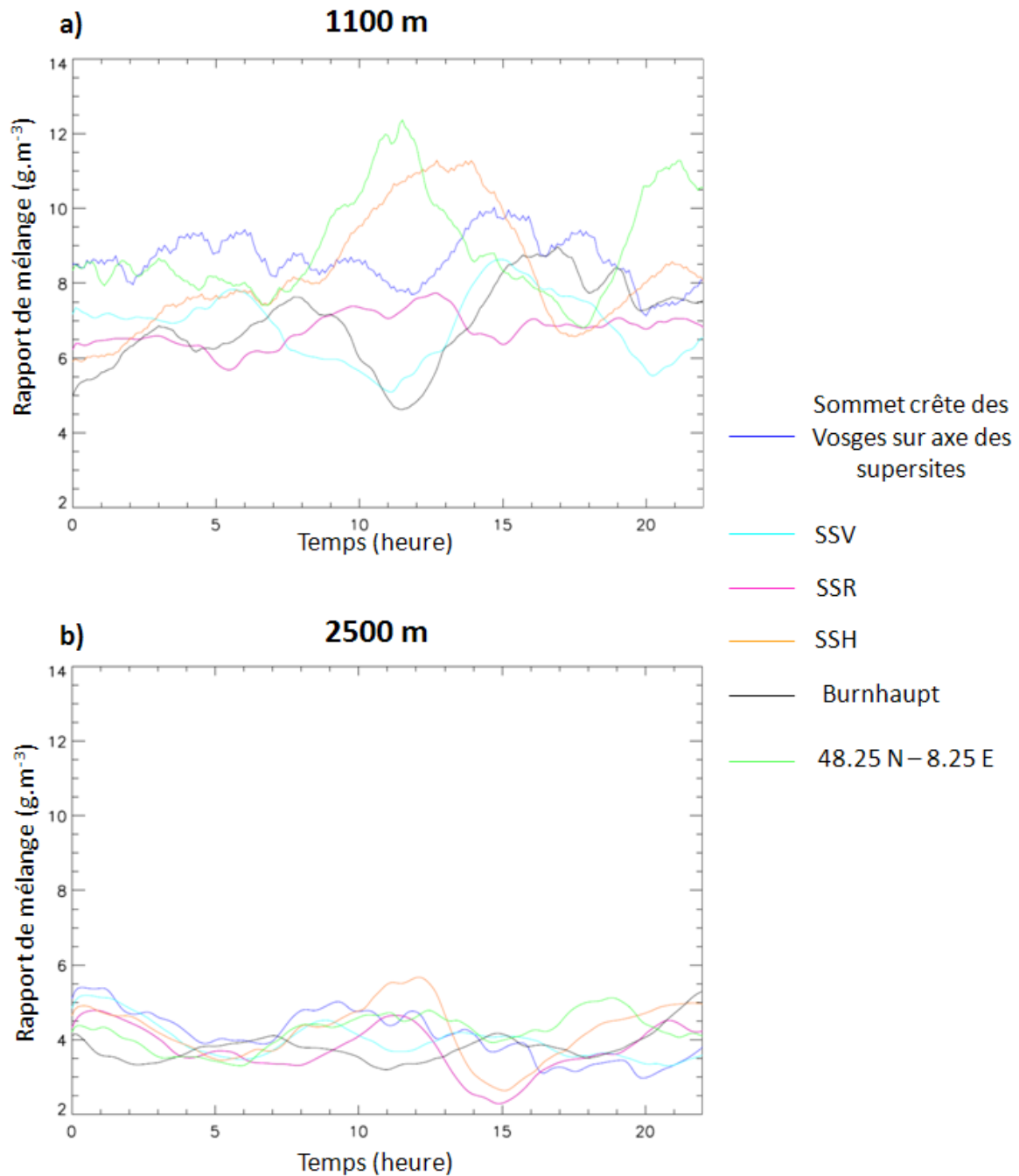


Figure 5-13 : Séries temporelles du rapport de mélange de la vapeur d'eau calculé par la tomographie GPS pour différents sites clef à des altitudes de 1100 m (a) et 2500 m (b).

5.4 Conclusion

Le modèle Mésos-NH, alors même qu'il a été jugé comme l'un des plus performants, si ce n'est le plus performant, pour représenter la convection du 15 juillet, présente un certain nombre de lacunes dans l'évolution des couches sèches qui influencent les processus ayant eu cours dans cette journée. D'une façon générale on rappelle que Mésos-NH a montré un biais humide particulièrement important dans sa configuration opérationnelle. De même, les profils thermiques montrent un biais froid marqué dans les basses couches et une partie de l'étage moyen. Si le modèle semble bien représenter les processus dynamiques qui se déroulent au cours de cette journée, et en particulier l'écoulement du flux sur le relief et le forçage orographique, certains phénomènes sont mal modélisés et sont à l'origine des mauvaises représentations des couches sèches étudiées dans cette thèse. C'est le cas des advections des couches par les bords du domaine. Cela provient de deux causes qui peuvent cumuler leurs effets : d'une part une mauvaise initiation sans assimilation régionale, qui fait rater certaines petites structures, et d'autre part une mauvaise représentation dans le modèle père. Enfin, l'étude des inversions de couche limite montre que la dynamique convective et turbulente en interaction directe avec le sol n'est pas parfaite et peut être améliorée.

En ce qui concerne l'apport de la tomographie GPS, on remarque un intérêt fort pour la représentation en trois dimensions là où seules des modélisations numériques et des observations parcellaires au sol étaient disponibles pour bien comprendre l'évolution des processus. En dépit de sa faible résolution spatiale et verticale, la grande force de la tomographie GPS est d'apporter une information sur des profils verticaux tous les quarts d'heure, ce qui permet de bien suivre certains processus régionaux. Dans le cas présent on a ainsi pu montrer que l'anomalie sèche au niveau de l'axe des supersites était avancée en altitude par rapport à la trace en basse couche, de surcroît plus faible. En revanche, plus au sud, là où la cellule convective s'est développée, la trace est plus marquée proche du sol et ne se fait pas déjà surplomber par l'arrivée de l'air sec au-dessus de la couche limite. Or, la convergence qui initie la ligne convective se fait juste à l'aval de cette advection d'air plus sec. C'est ainsi, que l'information à l'échelle régionale de la tomographie GPS permet d'aider à la compréhension de certains phénomènes locaux grâce à la connaissance théorique de ces processus qui permettent de se rapprocher de certains schémas connus et de leurs interactions à l'échelle régionale diagnostiquée par la tomographie.

6 Conclusion générale et Perspectives

Le travail de thèse s'est avant tout porté sur une étude de cas de la campagne COPS (15 juillet 2007) à l'aide notamment d'une approche multi-instrumentale. Ce cas présentant une cellule convective bien développée isolée a fait l'objet de nombreuses études. L'apport du travail concerne plus particulièrement la problématique suivante n'ayant pas été abordée jusqu'à présent : pourquoi n'y a-t-il pas eu d'autres développements convectifs durant cette journée, et en particulier sur les Vosges alors que l'ensemble des indicateurs de prévision montraient des conditions similaires sur les deux massifs ? J'ai pu ainsi montrer l'importance des masses d'air sec qui étaient advectées sur la région des Vosges sur le non déclenchement de la convection ce jour là. L'étude de cas s'est poursuivie par une analyse synoptique de l'origine de ces masses d'air sec qui ont inhibé la convection sur les Vosges durant cette journée.

Cette étude de cas a également permis de montrer l'intérêt de la tomographie GPS dans la représentation des phénomènes qui ont été analysés ce jour. De la même façon une étude sur la représentation de la variabilité de la vapeur d'eau dans MésO-NH pour ce cas de déclenchement a pu être faite et a permis de compléter les analyses.

6.1 Conclusions générales

6.1.1 Conclusions sur l'étude de cas

A travers une étude de cas qui s'est voulue la plus exhaustive possible, le travail de thèse a essentiellement montré l'importance des couches sèches dans les processus à l'origine du non déclenchement de la convection sur les Vosges pendant cette journée du 15 juillet 2007. Ce travail a permis d'analyser comment une couche sèche arrivée la veille et associée à une subsidence de grande échelle peut renforcer une inversion de couche limite dans les vingt-quatre heures suivantes. L'étude a aussi montré comment des advections sèches peuvent subsider et finir par assécher la couche limite des zones de relief, contrairement à celle se trouvant en plaine, qui reste sous l'inversion. J'ai également montré l'importance de la subsidence de vallée en lien avec le forçage orographique diurne sur l'évolution des couches sèches qui ont été advectées sur la zone.

L'analyse des masses d'air montre que la présence de faibles anomalies (humidité et tourbillon) d'altitude peuvent jouer sensiblement sur les conditions de basse couche au

niveau du sommet de la couche limite lorsqu'elles subsident jusque là. Les analyses des modèles globaux (CEP et GFS) permettent de détecter les structures d'altitude bien visibles par satellites même si elles sont peu marquées. Cela est certainement dû à l'impact de l'assimilation des données satellite en moyenne troposphère. L'analyse de Més0-NH montre que les résultats sont moins probants pour les structures dans les basses couches.

Enfin, les rétrotrajectoires sont pertinentes pour analyser et comprendre l'origine des masses d'air qui interviennent dans un événement. Les effets de seuil liés aux confluences/diffusions du flux sont bien mis en valeur.

6.1.2 Conclusions sur les données GPS

Les données GPS ont été une importante source de données. L'utilisation des quantités intégrées est faite de longue date et la fiabilité est reconnue. L'implémentation de la tomographie pour obtenir des champs en trois dimensions est en revanche plus récente et encore en plein développement avec plusieurs méthodes développées en parallèle par différentes équipes en Europe. Sur cette étude la technique développée par Cédric Champollion donne des résultats tout à fait prometteurs qui sont en particulier assez fins et pertinents pour faire des études de processus. Il faut toutefois en accepter les limites, en particulier la faible résolution de la grille tant horizontalement que verticalement, spécialement si le réseau d'observation est peu dense. Sa grande force est de pouvoir fournir à une fréquence relativement élevée (typiquement tous les quarts d'heure) des champs en trois dimensions de la vapeur d'eau.

Les travaux entrepris sur cette étude de cas ont permis de montrer comment la tomographie GPS pouvait être utilisée pour l'étude de processus. Il faut pouvoir croiser les données GPS avec d'autres observations qui permettent d'obtenir des profils de vapeur d'eau, ou des profils d'autres paramètres permettant d'identifier des couches atmosphériques (typiquement les aérosols). Pour ces études la localisation spatio-temporelle des masses d'air qui interviennent dans les processus est au moins aussi importante que les valeurs absolues d'humidité. Le croisement des données permet de préciser plus finement localement et/ou ponctuellement les structures identifiables par la tomographie. Cette dernière permet ensuite de suivre l'évolution géographique au cours du temps. Le croisement de l'information régionale apportée par la tomographie avec la connaissance théorique des processus étudiés permet de changer d'échelle, spécialement dans le cas de la convection.

Lors de l'analyse des résultats GPS il a été choisi en premier lieu d'extraire le maximum d'informations des quantités intégrées de vapeur d'eau avant d'exploiter les données de la tomographie. Le principal défaut des quantités intégrées pour l'étude des processus est lié à l'influence du relief sur la quantité d'eau de la colonne, et ceci d'autant plus que ce sont les basses altitudes qui contiennent le plus de vapeur d'eau et qui influent

le plus sur la quantité intégrée. Afin d'obtenir des informations quantitatives sur l'effet du relief, il est utile de procéder à des calculs d'anomalies par rapport à la moyenne mensuelle puisqu'une des forces des données GPS est d'être disponible de façon continue à un intervalle régulier. Le signal du relief étant constant sur la durée du mois, le calcul de l'anomalie permet de se soustraire de son effet. Finalement on montre que les couches sèches présentes dans les basses couches influent suffisamment sur les quantités intégrées pour être détectées. Par ailleurs il est possible de minimiser l'influence diurne en prenant une moyenne mensuelle heure par heure dans le calcul de l'anomalie.

6.1.3 Conclusions sur le modèle Méso-NH utilisé pendant la campagne

Le comportement du modèle a été largement étudié durant la campagne. J'ajoute essentiellement quelques comparaisons sur les points qui m'ont directement concerné pour l'étude de cas que j'ai faite sur le 15 juillet 2007, à savoir principalement la représentation des couches sèches. La plupart n'ont été qu'imparfaitement modélisées. La principale source d'erreur sur la zone COPS est due soit à une initialisation trop uniforme (absence d'assimilation) soit à des advections très imparfaites depuis les bords du modèle. La modélisation des couches présentes est variable en fonction des cas. La subsidence (peu liée aux forçages associés à la topographie locale) de la couche sèche matinale est mal appréhendée, contrairement à la subsidence de la couche sèche de la veille qui a, elle, été très bien modélisée. En revanche l'interaction avec le forçage orographique est mieux modélisée, même si la représentation de la couche sèche avant l'interaction est loin d'être parfaite. La gestion des inversions de couche limite est améliorable mais j'ai montré que ces inversions dépendaient aussi de la façon dont les couches sèches étaient advectées dessus.

Comme des études l'ont montré, le modèle simule bien les effets régionaux et les forçages liés au relief. En revanche il est moins bon sur l'ensemble des petites structures qui sont advectées depuis les bords du domaine ou qui auraient dû être assimilées à l'échelle régionale.

6.2 Perspectives

6.2.1 Perspectives pour l'étude de cas

La poursuite de ce type d'étude sur les couches sèches serait la bienvenue. En effet, il y a eu d'autres cas durant la campagne COPS, qui laissent supposer, qu'au-delà des grosses advections sèches du type de celles qui ont favorisé la ligne de convergence, l'inhibition partielle ou totale des phénomènes convectifs par des advections de masses d'air sec à l'échelle régionale n'est pas rare. Il serait également intéressant d'analyser si les nombreuses couches sèches observées durant HyMeX au-dessus de la Méditerranée, avec LEANDRE 2 notamment, conduisent à des processus similaires à ceux identifiés pendant

COPS. Le domaine d'étude de cette campagne se trouvant plus proche de la source principale d'humidité, la comparaison serait riche d'enseignements.

En ce qui concerne l'occurrence des phénomènes, si plusieurs cas de couches sèches ont pu être relevés durant COPS, une étude climatologique sur 30 ans a mis en évidence que les advections d'humidité à l'ouest des Vosges, du même type que celle observée le 15 juillet, sont assez rares. En effet, les advections généralement observées dans cette région sont plutôt associées à des flux de sud-est. L'occurrence climatologique de ces situations est un axe d'étude qui gagnerait à être poursuivi afin de détecter l'éventuelle reproductibilité de certaines situations.

6.2.2 Perspectives pour les données GPS

Ce travail de thèse s'est essentiellement appuyé sur une étude de cas où les données GPS sont utilisées comme un outil d'analyse de la variabilité du champ de vapeur d'eau à différentes échelles temporelles. Plusieurs équipes ayant travaillé sur le développement de la tomographie, il pourrait être intéressant de faire des comparaisons à la fois systématiques et sur certains cas pour analyser le comportement des différentes méthodes et favoriser l'émulation collective.

Alors que l'apport des délais obliques des signaux GPS dans l'assimilation des modèles a déjà été documenté et que l'on montre l'intérêt qualitatif de ces données pour la compréhension des processus, on ne peut que pousser au développement du réseau GPS, ne serait-ce que pour la prévision opérationnelle. Si le coût d'un réseau dense pour exploiter une tomographie efficace n'est pas négligeable, l'installation progressive de quelques stations pour compléter le réseau et leur maintenance sont nettement moins coûteuses que le développement de certains autres instruments.

6.2.3 Perspectives à propos de la modélisation à méso-échelle

Afin de poursuivre le travail réalisé sur Mésio-NH, il peut être intéressant d'analyser si les biais observés dans cette étude se retrouvent de la même manière sur d'autres cas de couches sèches. Par ailleurs, le travail s'est ici concentré sur le petit domaine. Il serait très intéressant d'analyser si le problème des advections de structures sur les bords du petit domaine est lié à une mauvaise représentation de certains phénomènes dans les modèles père ou bien directement une mauvaise description de l'état initial.

En six ans depuis la campagne le modèle a continué d'être développé. La physique du modèle a servi de base au développement d'AROME (Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Échelle). Il dispose de son propre système d'assimilation pour s'adapter du mieux possible à son environnement local. Les comparaisons entre Mésio-NH et AROME avec son système d'assimilation seront intéressantes. Cela sera fait dans le cadre des réanalyses AROME réalisées pour la campagne HyMeX.

Table des abréviations

AROME	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Échelle
CAPE	Convective Available Potential Energy (énergie potentielle disponible)
CCL	Convective Condensation Level (niveau de condensation convective)
CEPMET	Centre Européen de Prévision Météorologie à Moyen Terme
CIN	Convective Inhibition (énergie d'inhibition convective)
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
COPS	Convective and Orographically-induced Precipitation Study
CSIP	Convective Storm Initiation Project
DIAL	Differential Absorption Lidar
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (Centre Aérospatial Germanique)
EL	Equilibrium Level (niveau d'équilibre)
EUMETSAT	European organisation for the exploitation of METeorological SATellites
GFS	Global Forecasting System
GOP	General Observation Period
HRV	High Resolution Visible
HyMEX	Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment
IFS	Integrated Forecast System
IHOP	International H ₂ O Project
INSU	Institut National des Sciences de l'Univers
IOP	Intensive Observation Period
IWV	Integrated Water Vapor
LA	Laboratoire d'Aérodynamique
LATMOS	Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
LCL	Lifting Condensation Level (niveau de condensation)
LEANDRE2	Lidars aéroportés pour l'Etude des Aérosols, des Nuages, de la Dynamique, du Rayonnement et du cycle de l'Eau
LFC	Level of Free Convection (niveau de convection libre)
LIDAR	Light Detection And Ranging
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
MAP	Mesoscale Alpine Programme
MLCAPE	Mixed Layer CAPE
MSG	Meteosat Second Generation
MUCAPE	Most Unstable CAPE
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OACI	Organisation de l'Aviation Civile Internationale
POG	Période d'Observation Générale (GOP en anglais)
POI	Périodes d'Observations Intensives (IOP en anglais)
POS	Périodes d'Observations Spéciales (SOP en anglais)
RSS	Rapid Scan Service
SAFIRE	Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager

Table des abréviations

SIRTA	Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique
SIWV	Slant Integrated Water Vapor
SOP	Special Observation Period
TA	Tourbillon Absolu
TP	Tourbillon Potentiel
TReSS	Transportable Remote Sensing Station
TU	Temps Universel
UHF	Utra Haute Fréquence
UHOH	University of HOHenheim

Table des symboles

C_l la chaleur spécifique de l'eau liquide en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ($C_l = 4218 J.kg^{-1}.K^{-1}$ à $0^\circ C$)

C_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante en $J.kg^{-1}.K^{-1}$

C_{pa} la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ($C_p = 1004.5 J.kg^{-1}.K^{-1}$ à $0^\circ C$)

C_{pv} la chaleur spécifique de la vapeur d'eau à pression constante en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ($C_p = 1850 J.kg^{-1}.K^{-1}$ à $0^\circ C$)

C_v la chaleur spécifique de l'air à volume constant en $J.kg^{-1}.K^{-1}$

C_{va} la chaleur spécifique de l'air sec à volume constant en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ($C_{va} = 717.5 J.kg^{-1}.K^{-1}$)

C_{vv} la chaleur spécifique de la vapeur d'eau à volume constant en $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ($C_{vv} = 1388.5 J.kg^{-1}.K^{-1}$)

$_{env}$ (en indice) indique que la valeur du paramètre considéré se réfère à l'environnement (par opposition à la particule)

e la pression partielle de vapeur d'eau en Pa

e_s la pression partielle de vapeur d'eau saturante en Pa

f le paramètre de Coriolis ($f=2\Omega\sin(\varphi)$)

F_r le nombre de Froude

g l'accélération de pesanteur en $m.s^{-2}$ ($g \approx 9.81 m.s^{-2}$ au niveau du sol)

H l'humidité relative de la parcelle d'air considéré (valeur non mise en pourcentage -donc toujours inférieure à 1-, sauf mention contraire)

L la chaleur latente de vaporisation de l'eau que l'on peut approximer comme une constante qui vaut environ $2.5 \cdot 10^6 J.kg^{-1}$ Une approximation empirique de sa valeur existe avec la formule :

$$L = 2.5 \cdot 10^6 - 2.38 \cdot 10^3 \cdot (T - 273.15)$$

M_a la masse molaire de l'air sec en $g.mol^{-1}$ ($M_a = 28.96 g.mol^{-1}$)

M_v la masse molaire de l'eau en $g.mol^{-1}$ ($M_v = 18.01 g.mol^{-1}$)

N la fréquence de Brunt-Väisälä ($N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}}$)

$_p$ (en indice) indique que l'on ne considère que la composante verticale (en coordonnée P – pression-) du vecteur ou de l'opérateur considéré

$_{part}$ (en indice) indique que la valeur du paramètre considéré se réfère à la particule (par opposition à l'environnement dans lequel baigne la particule)

P la pression en Pa (souvent utilisé en hPa)

q l'humidité spécifique de l'air, sans unité ou en kg.kg^{-1}

R la constante spécifique pour l'air en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

r le rapport de mélange de la vapeur d'eau par rapport à l'air sec. Il est sans unité de façon général dans les équations, mais pour des raisons pratique on le représente souvent avec un facteur mille en g.kg^{-1}

r_s le rapport de mélange saturant. Même remarque que pour r en ce qui concerne les unités.

R_a la constante spécifique pour l'air sec en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ($R_a = R/M_a = 287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

R_v la constante spécifique pour la vapeur d'eau ($R_v = 461.5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

t le temps en s

T la température en K

T_d la température du point de rosée en K

T_v la température virtuelle en K

\vec{u} le vecteur vent avec ces composantes \vec{u}, \vec{v} et \vec{w} dans les 3 direction de l'espace x, y et z . Concernant le vecteur \vec{u} il sera précisé à chaque fois si l'on considère le vecteur vent dans sa globalité ou sa composante zonale de façon à ne pas laisser de doute. u, v et w représente la norme de chacun de ses vecteurs.

$_z$ (en indice) indique que l'on ne considère que la composante verticale (en coordonnée z – métrique-) du vecteur ou de l'opérateur considéré

z l'altitude en m

$\vec{\zeta}$ le vecteur tourbillon en s^{-1}

θ la température potentielle en K

θ'_w la Température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé en K

θ_E la Température Potentielle Equivalente en K

ρ la masse volumique en kg.m^{-3}

ρ_a la masse volumique de l'air sec en kg.m^{-3}

ρ_v la masse volumique de la vapeur d'eau en kg.m^{-3}

ω la vitesse verticale en coordonnée pression en Pa.s^{-1}

DX/D_{dim} la dérivée lagrangienne de X en fonction de la dimension $_{\text{dim}}$

$\partial X / \partial_{\text{dim}}$ la dérivée partielle de X suivant la dimension $_{\text{dim}}$

$\vec{\nabla}$ l'opérateur Nabla

Bibliographie

- Asai, Tomio, et Akira Kasahara. 1967. « A Theoretical Study of the Compensating Downward Motions Associated with Cumulus Clouds ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 24 (5) (septembre): 487-496. doi:10.1175/1520-0469(1967)024<0487:ATSOTC>2.0.CO;2.
- Banta, Robert M. 1984. « Daytime Boundary-Layer Evolution over Mountainous Terrain. Part 1: Observations of the Dry Circulations ». *Monthly Weather Review* 112 (2) (février): 340-356. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<0340:DBLEOM>2.0.CO;2.
- . 1986. « Daytime Boundary Layer Evolution over Mountainous Terrain. Part II: Numerical Studies of Upslope Flow Duration ». *Monthly Weather Review* 114 (6) (juin): 1112-1130. doi:10.1175/1520-0493(1986)114<1112:DBLEOM>2.0.CO;2.
- Baopu, Fu. 1995. « The Effects of Orography on Precipitation ». *Boundary-Layer Meteorology* 75 (1-2) (juillet 1): 189-205. doi:10.1007/BF00721049.
- Bastin, S., et P. Drobinski. 2006. « Sea-Breeze-Induced Mass Transport over Complex Terrain in South-Eastern France: A Case-Study ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 132 (615): 405-423. doi:10.1256/qj.04.111.
- Behrendt, A., S. Pal, F. Aoshima, M. Bender, A. Blyth, U. Corsmeier, J. Cuesta, et al. 2011. « Observation of Convection Initiation Processes with a Suite of State-of-the-Art Research Instruments during COPS IOP 8b ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 81-100. doi:10.1002/qj.758.
- Behrendt, Andreas, Volker Wulfmeyer, Andrea Riede, Gerd Wagner, Sandip Pal, Heinz Bauer, Marcus Radlach, et Florian Späth. 2009. « Three-dimensional observations of atmospheric humidity with a scanning differential absorption Lidar. » In , édité par Richard H. Picard, Klaus Schäfer, Adolfo Comeron, et Michiel van Weele, 74750L-74750L-10. doi:10.1117/12.835143. http://spie.org/x648.html?product_id=835143.
- Bennett, Lindsay J., Keith A. Browning, Alan M. Blyth, Douglas J. Parker, et Peter A. Clark. 2006. « A Review of the Initiation of Precipitating Convection in the United Kingdom ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 132 (617): 1001-1020. doi:10.1256/qj.05.54.
- Bevis, Michael, Steven Businger, Thomas A. Herring, Christian Rocken, Richard A. Anthes, et Randolph H. Ware. 1992. « GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 97 (D14): 15787-15801. doi:10.1029/92JD01517.
- Bhawar, R., P. Di Girolamo, D. Summa, C. Flamant, D. Althausen, A. Behrendt, C. Kiemle, et al. 2011. « The Water Vapour Intercomparison Effort in the Framework of the Convective and Orographically-Induced Precipitation Study: Airborne-to-Ground-Based and Airborne-to-Airborne Lidar Systems ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 325-348. doi:10.1002/qj.697.
- Boatman, Joey F., et August H. Auer. 1983. « The Role of Cloud Top Entrainment in Cumulus Clouds ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 40 (6) (juin): 1517-1534. doi:10.1175/1520-0469(1983)040<1517:TROCTE>2.0.CO;2.

- Boniface, K., V. Ducrocq, G. Jaubert, X. Yan, P. Brousseau, F. Masson, C. Champollion, J. Chéry, et E. Doerflinger. 2009. « Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting ». *Ann. Geophys.* 27 (7) (juillet 9): 2739–2753. doi:10.5194/angeo-27-2739-2009.
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, J. Kuettner, R. Houze, R. B. Smith, R. Steinacker, et H. Volkert. 2001. « The MAP Special Observing Period ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 82 (3) (mars): 433–462. doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0433:TMSOP>2.3.CO;2.
- Browning, K A, et N M Roberts. 1994. « Use of Satellite Imagery to Diagnose Events Leading to Frontal Thunderstorms: Part I of a Case Study ». *Meteorological Applications* 1 (4): 303–310. doi:10.1002/met.5060010401.
- . 1995. « Use of Satellite Imagery to Diagnose Events Leading to Frontal Thunderstorms: Part II of a Case Study ». *Meteorological Applications* 2 (1): 3–9. doi:10.1002/met.5060020102.
- Browning, Keith A., Cyril J. Morcrette, John Nicol, Alan M. Blyth, Lindsay J. Bennett, Barbara J. Brooks, John Marsham, et al. 2007. « The Convective Storm Initiation Project ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 88 (12) (décembre): 1939–1955. doi:10.1175/BAMS-88-12-1939.
- Bruneau, Didier, Philippe Quaglia, Cyrille Flamant, Mireille Meissonnier, et Jacques Pelon. 2001. « Airborne Lidar LEANDRE II for Water-Vapor Profiling in the Troposphere. I. System description ». *Applied Optics* 40 (21) (juillet 20): 3450–3461. doi:10.1364/AO.40.003450.
- Bruneau, Didier, Philippe Quaglia, Cyrille Flamant, et Jacques Pelon. 2001. « Airborne Lidar LEANDRE II for Water-Vapor Profiling in the Troposphere. II. First results ». *Applied Optics* 40 (21) (juillet 20): 3462–3475. doi:10.1364/AO.40.003462.
- Carbone, R. E., J. W. Conway, N. A. Crook, et M. W. Moncrieff. 1990. « The Generation and Propagation of a Nocturnal Squall Line. Part I: Observations and Implications for Mesoscale Predictability ». *Monthly Weather Review* 118 (1) (janvier): 26–49. doi:10.1175/1520-0493(1990)118<0026:TGAPOA>2.0.CO;2.
- Carpenter, Richard L., Kelvin K. Droegemeier, et Alan M. Blyth. 1998. « Entrainment and Detrainment in Numerically Simulated Cumulus Congestus Clouds. Part I: General Results ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 55 (23) (décembre): 3417–3432. doi:10.1175/1520-0469(1998)055<3417:EADINS>2.0.CO;2.
- Chaboureaud, J.-P., F. Guichard, J.-L. Redelsperger, et J.-P. Lafore. 2004. « The Role of Stability and Moisture in the Diurnal Cycle of Convection over Land ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130 (604): 3105–3117. doi:10.1256/qj.03.132.
- Chaboureaud, Jean-Pierre, Evelyne Richard, Jean-Pierre Pinty, Cyrille Flamant, Paolo Di Girolamo, Christoph Kiemle, Andreas Behrendt, Hélène Chepfer, Marjolaine Chiriaco, et Volker Wulfmeyer. 2011. « Long-Range Transport of Saharan Dust and Its Radiative Impact on Precipitation Forecast: A Case Study during the Convective and Orographically-Induced Precipitation Study (COPS) ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 236–251. doi:10.1002/qj.719.
- Champollion, C., F. Masson, M.-N. Bouin, A. Walpersdorf, E. Doerflinger, O. Bock, et J. Van Baelen. 2005. « GPS water vapour tomography: preliminary results from the ESCOMPTE field experiment ». *Atmospheric Research* 74 (1–4) (mars): 253–274. doi:10.1016/j.atmosres.2004.04.003.

- Colby, Frank P. 1984. « Convective Inhibition as a Predictor of Convection during AVE-SESAME II ». *Monthly Weather Review* 112 (11) (novembre): 2239-2252. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<2239:CIAAPO>2.0.CO;2.
- Conzemius, Robert J., et Evgeni Fedorovich. 2008. « A Case Study of Convective Boundary Layer Development during IHOP_2002: Numerical Simulations Compared to Observations ». *Monthly Weather Review* 136 (7) (juillet): 2305-2320. doi:10.1175/2007MWR2193.1.
- Corsmeier, U., N. Kalthoff, C. Barthlott, F. Aoshima, A. Behrendt, P. Di Girolamo, M. Dorninger, et al. 2011. « Processes Driving Deep Convection over Complex Terrain: A Multi-Scale Analysis of Observations from COPS IOP 9c ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 137-155. doi:10.1002/qj.754.
- Craven, Jeffrey P., Ryan E. Jewell, et Harold E. Brooks. 2002. « Comparison between Observed Convective Cloud-Base Heights and Lifting Condensation Level for Two Different Lifted Parcels ». *Weather and Forecasting* 17 (4) (août): 885-890. doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0885:CBOCCB>2.0.CO;2.
- Cuesta, Juan, et Pierre H. Flamant. 2004. « Two-Stream LIDAR Inversion Algorithm for Airborne and Satellite Validations ». In , 561:471. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2004ESASP.561..471C>.
- Cuesta, Juan, Pierre H. Flamant, et Cyrille Flamant. 2008. « Synergetic technique combining elastic backscatter lidar data and sunphotometer AERONET inversion for retrieval by layer of aerosol optical and microphysical properties ». *Applied Optics* 47 (25) (septembre 1): 4598-4611. doi:10.1364/AO.47.004598.
- Dalu, G. A. 1978. « A Parameterization of Heat Convection for a Numerical Sea Breeze Model ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 104 (441): 797-807. doi:10.1002/qj.49710444120.
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers, et G. Elgered. 1985. « Geodesy by Radio Interferometry: Effects of Atmospheric Modeling Errors on Estimates of Baseline Length ». *Radio Science* 20 (6): 1593-1607. doi:10.1029/RS020i006p01593.
- Davis, James L., Gunnar Elgered, Arthur E. Niell, et Clara E. Kuehn. 1993. « Ground-Based Measurement of Gradients in the "wet" Radio Refractivity of Air ». *Radio Science* 28 (6): 1003-1018. doi:10.1029/93RS01917.
- De Pondeva, Manuel S. F. V., et Xiaolei Zou. 2001. « A Case Study of the Variational Assimilation of GPS Zenith Delay Observations into a Mesoscale Model ». *Journal of Applied Meteorology* 40 (9) (septembre): 1559-1576. doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1559:ACSOTV>2.0.CO;2.
- De Rooy, Wim C., Peter Bechtold, Kristina Fröhlich, Cathy Hohenegger, Harm Jonker, Dmitrii Mironov, A. Pier Siebesma, Joao Teixeira, et Jun-Ichi Yano. 2013. « Entrainment and Detrainment in Cumulus Convection: An Overview ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139 (670): 1-19. doi:10.1002/qj.1959.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, et al. 2011. « The ERA-Interim Reanalysis: Configuration and Performance of the Data Assimilation System ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (656): 553-597. doi:10.1002/qj.828.
- Derbyshire, S. H., A. V. Maidens, S. F. Milton, R. A. Stratton, et M. R. Willett. 2011. « Adaptive Detrainment in a Convective Parametrization ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (660): 1856-1871. doi:10.1002/qj.875.

- Di Girolamo, P., R. Marchese, D. N. Whiteman, et B. B. Demoz. 2004. « Rotational Raman Lidar Measurements of Atmospheric Temperature in the UV ». *Geophysical Research Letters* 31 (1): n/a–n/a. doi:10.1029/2003GL018342.
- Di Girolamo, P., D. Summa, R.-F. Lin, T. Maestri, R. Rizzi, et G. Masiello. 2009. « UV Raman lidar measurements of relative humidity for the characterization of cirrus cloud microphysical properties ». *Atmos. Chem. Phys.* 9 (22) (novembre 19): 8799–8811. doi:10.5194/acp-9-8799-2009.
- Di Girolamo, Paolo, Donato Summa, et Rossella Ferretti. 2009. « Multiparameter Raman Lidar Measurements for the Characterization of a Dry Stratospheric Intrusion Event ». *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 26 (9) (septembre): 1742–1762. doi:10.1175/2009JTECHA1253.1.
- Emanuel, Kerry A. 1994. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press.
- Emardson, T Ragne, et Henrico J P Derks. 2000. « On the Relation between the Wet Delay and the Integrated Precipitable Water Vapour in the European Atmosphere ». *Meteorological Applications* 7 (1): 61–68. doi:10.1017/S1350482700001377.
- French, Adam J., et Matthew D. Parker. 2008. « The Initiation and Evolution of Multiple Modes of Convection within a Meso-Alpha-Scale Region ». *Weather and Forecasting* 23 (6) (décembre): 1221–1252. doi:10.1175/2008WAF2222136.1.
- Gold, David A., et John W. Nielsen-Gammon. 2008. « Potential Vorticity Diagnosis of the Severe Convective Regime. Part I: Methodology ». *Monthly Weather Review* 136 (5) (mai): 1565–1581. doi:10.1175/2007MWR2090.1.
- Griffiths, Morwenna, Alan J. Thorpe, et Keith A. Browning. 2000. « Convective Destabilization by a Tropopause Fold Diagnosed Using Potential-Vorticity Inversion ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 126 (562): 125–144. doi:10.1002/qj.49712656207.
- Hagen, Martin, Joël van Baelen, et Evelyne Richard. 2011. « Influence of the Wind Profile on the Initiation of Convection in Mountainous Terrain ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 224–235. doi:10.1002/qj.784.
- Heus, Thijs, Gertjan van Dijk, Harm J. J. Jonker, et Harry E. A. Van den Akker. 2008. « Mixing in Shallow Cumulus Clouds Studied by Lagrangian Particle Tracking ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 65 (8) (août): 2581–2597. doi:10.1175/2008JAS2572.1.
- Holton, James R. 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press.
- Holton, James R., Peter H. Haynes, Michael E. McIntyre, Anne R. Douglass, Richard B. Rood, et Leonhard Pfister. 1995. « Stratosphere-Troposphere Exchange ». *Reviews of Geophysics* 33 (4): 403–439. doi:10.1029/95RG02097.
- Hoskins, B. J. 1976. « Baroclinic Waves and Frontogenesis Part I: Introduction and Eady Waves ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102 (431): 103–122. doi:10.1002/qj.49710243109.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, et A. W. Robertson. 1985a. « On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 111 (470): 877–946. doi:10.1002/qj.49711147002.
- . 1985b. « On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 111 (470): 877–946. doi:10.1002/qj.49711147002.
- Hoskins, Brian. 1997. « A Potential Vorticity View of Synoptic Development ». *Meteorological Applications* 4 (4): 325–334. doi:10.1017/S1350482797000716.

- Hoskins, Brian, et Paul Berrisford. 1988. « A Potential Vorticity Perspective of the Storm of 15–16 October 1987 ». *Weather* 43 (3): 122–129. doi:10.1002/j.1477-8696.1988.tb03890.x.
- Hoskins, Brian J., et Nigel V. West. 1979. « Baroclinic Waves and Frontogenesis. Part II: Uniform Potential Vorticity Jet Flows-Cold and Warm Fronts ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 36 (9) (septembre): 1663–1680. doi:10.1175/1520-0469(1979)036<1663:BWAFPI>2.0.CO;2.
- Juckes, Martin, et Roger K. Smith. 2000. « Convective Destabilization by Upper-Level Troughs ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 126 (562): 111–123. doi:10.1002/qj.49712656206.
- Kaimal, J. C., J. C. Wyngaard, D. A. Haugen, O. R. Coté, Y. Izumi, S. J. Caughey, et C. J. Readings. 1976. « Turbulence Structure in the Convective Boundary Layer ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 33 (11) (novembre): 2152–2169. doi:10.1175/1520-0469(1976)033<2152:TSITCB>2.0.CO;2.
- Kalthoff, N., B. Adler, Ch. Barthlott, U. Corsmeier, S. Mobbs, S. Crewell, K. Träumner, et al. 2009. « The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS ». *Atmospheric Research* 93 (4) (août): 680–694. doi:10.1016/j.atmosres.2009.02.010.
- Kalthoff, N., M. Kohler, C. Barthlott, B. Adler, S.d. Mobbs, U. Corsmeier, K. Träumner, et al. 2011. « The Dependence of Convection-Related Parameters on Surface and Boundary-Layer Conditions over Complex Terrain ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 70–80. doi:10.1002/qj.686.
- Kang, Song-Lak, et George H. Bryan. 2011. « A Large-Eddy Simulation Study of Moist Convection Initiation over Heterogeneous Surface Fluxes ». *Monthly Weather Review* 139 (9) (septembre): 2901–2917. doi:10.1175/MWR-D-10-05037.1.
- Khodayar, S., N. Kalthoff, J. Wickert, Ch Kottmeier, et M. Dorninger. 2013. « High-Resolution Representation of the Mechanisms Responsible for the Initiation of Isolated Thunderstorms over Flat and Complex Terrains: Analysis of CSIP and COPS Cases ». *Meteorology and Atmospheric Physics* 119 (3-4) (février 1): 109–124. doi:10.1007/s00703-012-0232-6.
- Kingsmill, David E. 1995. « Convection Initiation Associated with a Sea-Breeze Front, a Gust Front, and Their Collision ». *Monthly Weather Review* 123 (10) (octobre): 2913–2933. doi:10.1175/1520-0493(1995)123<2913:CIAWAS>2.0.CO;2.
- Koch, Steven E., Robert E. Golus, et Paul B. Dorian. 1988. « A Mesoscale Gravity Wave Event Observed during CCOPE. Part II: Interactions between Mesoscale Convective Systems and the Antecedent Waves ». *Monthly Weather Review* 116 (12) (décembre): 2545–2569. doi:10.1175/1520-0493(1988)116<2545:AMGWEO>2.0.CO;2.
- Kottmeier, Christoph, Norbert Kalthoff, Christian Barthlott, Ulrich Corsmeier, Joël van Baelen, Andreas Behrendt, Rainer Behrendt, et al. 2008. « Mechanisms initiating deep convection over complex terrain during COPS ». *Meteorologische Zeitschrift* 17 (6) (décembre 1): 931–948. doi:10.1127/0941-2948/2008/0348.
- Kuettner, Joachim P., Peter A. Hildebrand, et Terry L. Clark. 1987. « Convection Waves: Observations of Gravity Wave Systems over Convectively Active Boundary Layers ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 113 (476): 445–467. doi:10.1002/qj.49711347603.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, et al. 1997. « The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic Formulation and

- Control Simulations ». *Annales Geophysicae* 16 (1) (décembre 1): 90-109. doi:10.1007/s00585-997-0090-6.
- LaMontagne, Robert G., et James W. Telford. 1983. « Cloud Top Mixing in Small Cumuli ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 40 (9) (septembre): 2148-2156. doi:10.1175/1520-0469(1983)040<2148:CTMISC>2.0.CO;2.
- Langhans, Wolfgang, Juerg Schmidli, Oliver Fuhrer, Susanne Bieri, et Christoph Schär. 2013. « Long-Term Simulations of Thermally Driven Flows and Orographic Convection at Convection-Parameterizing and Cloud-Resolving Resolutions ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 52 (6) (juin): 1490-1510. doi:10.1175/JAMC-D-12-0167.1.
- Lin, Yuh-Lang. 2007. *Mesoscale Dynamics*. Cambridge University Press.
- Liou, Kuo-Nan. 2002. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. San Diego: Academic Press.
- Loth, Claude, Juan Cuesta, et Pierre H. Flamant. 2004. « NASA ADS: "TReSS": A Transportable Remote Sensing Station for Atmospheric Research & SATELLITE Validation ». In *22nd International Laser Radar Conference (ILRC 2004)*, 561:41. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2004ESASP.561...41L>.
- Mahoney, William P. 1988. « Gust Front Characteristics and the Kinematics Associated with Interacting Thunderstorm Outflows ». *Monthly Weather Review* 116 (7) (juillet): 1474-1492. doi:10.1175/1520-0493(1988)116<1474:GFCATK>2.0.CO;2.
- Malardel, Sylvie. 2005. *Fondamentaux de météorologie: à l'école du temps*. Editions Cépaduès.
- Markowski, Paul, et Yvette Richardson. 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley.
- Measures, Raymond M. 1992. *Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications*. Malabar, Fla.: Krieger Pub. Co.
- Morcrette, Cyril, Humphrey Lean, Keith Browning, John Nicol, Nigel Roberts, Peter Clark, Andrew Russell, et Alan Blyth. 2007. « Combination of Mesoscale and Synoptic Mechanisms for Triggering an Isolated Thunderstorm: Observational Case Study of CSIP IOP 1 ». *Monthly Weather Review* 135 (11) (novembre): 3728-3749. doi:10.1175/2007MWR2067.1.
- Nappo, Carmen J. 2002. *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*. Academic Press.
- Niell, A. E. 1996. « Global Mapping Functions for the Atmosphere Delay at Radio Wavelengths ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101 (B2): 3227-3246. doi:10.1029/95JB03048.
- Nielsen-Gammon, John W., et David A. Gold. 2008. « Potential Vorticity Diagnosis of the Severe Convective Regime. Part II: The Impact of Idealized PV Anomalies ». *Monthly Weather Review* 136 (5) (mai): 1582-1592. doi:10.1175/2007MWR2091.1.
- North, Gerald R., et Tatiana L. Erukhimova. 2009. *Atmospheric Thermodynamics: Elementary Physics and Chemistry*. Cambridge University Press.
- Randall, David A., et George J. Huffman. 1982. « Entrainment and Detrainment in a Simple Cumulus Cloud Model ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 39 (12) (décembre): 2793-2806. doi:10.1175/1520-0469(1982)039<2793:EADIAS>2.0.CO;2.
- Richard, E., J.-P. Chaboureaud, C. Flamant, C. Champollion, M. Hagen, K. Schmidt, C. Kiemle, U. Corsmeier, C. Barthlott, et P. Di Girolamo. 2011. « Forecasting Summer Convection over the Black Forest: A Case Study from the Convective and Orographically-Induced Precipitation Study (COPS) Experiment ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 101-117. doi:10.1002/qj.710.

- Richard, E., C. Flamant, F. BOUTTIER, J. VAN BAELEN, C. CHAMPOLLION, S. Argence, J. Arnault, et al. 2009. « La campagne Cops : genèse et cycle de vie de la convection en région montagneuse », février. <http://hdl.handle.net/2042/23632>.
- Robert A. Houze. 1994. *Cloud Dynamics*. Academic Press.
- Rotach, Mathias W., et Marco Arpagaus. 2006. « Demonstration of probabilistic hydrological and atmospheric simulation of flood events in the alpine region (D-PHASE) ». In , 54–55. Landshut.
- Russell, A., G. Vaughan, et E. G. Norton. 2012. « Large-Scale Potential Vorticity Anomalies and Deep Convection ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138 (667): 1627–1639. doi:10.1002/qj.1875.
- Russell, A., G. Vaughan, E. G. Norton, C. J. Morcrette, K. A. Browning, et A. M. Blyth. 2008. « Convective Inhibition beneath an Upper-Level PV Anomaly ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134 (631): 371–383. doi:10.1002/qj.214.
- Russell, Andrew, Geraint Vaughan, Emily G. Norton, Hugo M. A. Ricketts, Cyril J. Morcrette, Tim J. Hewison, Keith. A. Browning, et Alan M. Blyth. 2009. « Convection Forced by a Descending Dry Layer and Low-Level Moist Convergence ». *Tellus A* 61 (2): 250–263. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00382.x.
- Santurette, Patrick, et Christo G. Georgiev. 2005. *Weather Analysis and Forecasting: Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*. Academic Press.
- Sauvage, Laurent, Javier Bussons-Gordo, Philippe Keckhut, Juan Cuesta, et Pierre Flamant. 2004. « A French LIDAR Network for Tropospheric Aerosol Observations ». In *22nd International Laser Radar Conference (ILRC 2004)*, 561:865. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2004ESASP.561..865S>.
- Schmidli, Juerg, et Richard Rotunno. 2012. « Influence of the Valley Surroundings on Valley Wind Dynamics ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 69 (2) (février): 561–577. doi:10.1175/JAS-D-11-0129.1.
- Schumann, Melissa R., et Paul J. Roebber. 2010. « The Influence of Upper-Tropospheric Potential Vorticity on Convective Morphology ». *Monthly Weather Review* 138 (2) (février): 463–474. doi:10.1175/2009MWR3091.1.
- Shirer, Hampton N. 1980. « Bifurcation and Stability in a Model of Moist Convection in a Shearing Environment ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 37 (7) (juillet): 1586–1602. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1586:BASIAM>2.0.CO;2.
- Siebesma, A. P., et A. A. M. Holtslag. 1996. « Model Impacts of Entrainment and Detrainment Rates in Shallow Cumulus Convection ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 53 (16) (août): 2354–2364. doi:10.1175/1520-0469(1996)053<2354:MIOEAD>2.0.CO;2.
- Smolarkiewicz, Piotr K., et Richard Rotunno. 1989. « Low Froude Number Flow Past Three-Dimensional Obstacles. Part I: Baroclinically Generated Lee Vortices ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 46 (8) (avril): 1154–1164. doi:10.1175/1520-0469(1989)046<1154:LFNFPT>2.0.CO;2.
- . 1990. « Low Froude Number Flow Past Three-Dimensional Obstacles. Part II: Upwind Flow Reversal Zone ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 47 (12) (juin): 1498–1511. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1498:LFNFPT>2.0.CO;2.
- Sprenger, Michael, Mischa Croci Maspoli, et Heini Wernli. 2003. « Tropopause Folds and Cross-Tropopause Exchange: A Global Investigation Based upon ECMWF Analyses for the Time Period March 2000 to February 2001 ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108 (D12): n/a–n/a. doi:10.1029/2002JD002587.

- Stull, Roland B., éd. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Atmospheric Sciences Library 13. Springer Netherlands.
- Taylor, Gregory R., et Marcia B. Baker. 1991. « Entrainment and Detrainment in Cumulus Clouds ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 48 (1) (janvier): 112-121. doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0112:EADICC>2.0.CO;2.
- Thielen, J., et A. Gadian. 1997. « Influence of Different Wind Directions in Relation to Topography on the Outbreak of Convection in Northern England ». *Annales Geophysicae* 14 (10) (février 1): 1078-1087. doi:10.1007/s00585-996-1078-3.
- Triplet, Jean-Pierre, et Guy Roche. 1996. *Météorologie générale*. Trappes: Service central de la communication et de la commercialisation de Météo-France.
- Tsonis, Anastasios A. 2002. *An Introduction to Atmospheric Thermodynamics*. Cambridge University Press.
- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, et al. 2005. « The ERA-40 Re-Analysis ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131 (612): 2961-3012. doi:10.1256/qj.04.176.
- Vaughan, G., J. D. Price, et A. Howells. 1994. « Transport into the Troposphere in a Tropopause Fold ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 120 (518): 1085-1103. doi:10.1002/qj.49712051814.
- Wakimoto, Roger M., et Hanne V. Murphey. 2010. « Analysis of Convergence Boundaries Observed during IHOP_2002 ». *Monthly Weather Review* 138 (7) (juillet): 2737-2760. doi:10.1175/2010MWR3266.1.
- Wang, Yonggang, Bart Geerts, et Jeffrey French. 2009. « Dynamics of the Cumulus Cloud Margin: An Observational Study ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 66 (12) (décembre): 3660-3677. doi:10.1175/2009JAS3129.1.
- Weckwerth, Tammy M., et David B. Parsons. 2006. « A Review of Convection Initiation and Motivation for IHOP_2002 ». *Monthly Weather Review* 134 (1) (janvier): 5-22. doi:10.1175/MWR3067.1.
- Weckwerth, Tammy M., David B. Parsons, Steven E. Koch, James A. Moore, Margaret A. LeMone, Belay B. Demoz, Cyrille Flamant, Bart Geerts, Junhong Wang, et Wayne F. Feltz. 2004. « An Overview of the International H2O Project (IHOP_2002) and Some Preliminary Highlights ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 85 (2) (février): 253-277. doi:10.1175/BAMS-85-2-253.
- Weisman, Morris L., et Joseph B. Klemp. 1984. « The Structure and Classification of Numerically Simulated Convective Storms in Directionally Varying Wind Shears ». *Monthly Weather Review* 112 (12) (décembre): 2479-2498. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<2479:TSACON>2.0.CO;2.
- Wulfmeyer, V., C. Flamant, A. Behrendt, A. Blyth, A. Brown, M. Dörninger, A. Illingworth, P. Mascart, A. Montani, et T. Weckwerth. 2011. « Advances in the Understanding of Convective Processes and Precipitation over Low-Mountain Regions through the Convective and Orographically-Induced Precipitation Study (COPS) ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 1-2. doi:10.1002/qj.799.
- Wulfmeyer, Volker, et Andreas Behrendt. 2007. « COPS Field Report ». 2.1.
- Wulfmeyer, Volker, Andreas Behrendt, Hans-Stefan Bauer, Christoph Kottmeier, Ulrich Corsmeier, Alan Blyth, George Craig, et al. 2008. « RESEARCH CAMPAIGN: The Convective and Orographically Induced Precipitation Study: A Research and Development Project of the World Weather Research Program for Improving Quantitative Precipitation Forecasting in Low-Mountain Regions ». *Bulletin of the*

Bibliographie

- American Meteorological Society* 89 (10) (octobre): 1477-1486.
doi:10.1175/2008BAMS2367.1.
- Wulfmeyer, Volker, Andreas Behrendt, Christoph Kottmeier, Ulrich Corsmeier, Christian Barthlott, George C. Craig, Martin Hagen, et al. 2011. « The Convective and Orographically-Induced Precipitation Study (COPS): The Scientific Strategy, the Field Phase, and Research Highlights ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (S1): 3–30. doi:10.1002/qj.752.
- Xue, Ming, et William J. Martin. 2006. « A High-Resolution Modeling Study of the 24 May 2002 Dryline Case during IHOP. Part II: Horizontal Convective Rolls and Convective Initiation ». *Monthly Weather Review* 134 (1) (janvier): 172-191. doi:10.1175/MWR3072.1.
- Yan, X., V. Ducrocq, G. Jaubert, P. Brousseau, P. Poli, C. Champollion, C. Flamant, et K. Boniface. 2009. « The Benefit of GPS Zenith Delay Assimilation to High-Resolution Quantitative Precipitation Forecasts: A Case-Study from COPS IOP 9 ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135 (644): 1788–1800. doi:10.1002/qj.508.
- Zdunkowski, Wilford, et Andreas Bott. 2004. *Thermodynamics of the Atmosphere: A Course in Theoretical Meteorology*. Cambridge University Press.
- Zus, Florian, Matthias Grzeschik, Hans-Stefan Bauer, Volker Wulfmeyer, Galina Dick, et Michael Bender. 2008. « Development and optimization of the IPM MM5 GPS slant path 4DVAR system ». *Meteorologische Zeitschrift* 17 (6) (décembre 1): 867-885. doi:10.1127/0941-2948/2008/0339.

Initiation de la convection au-dessus des Vosges et de la Forêt Noire au cours de la campagne COPS : approche multi-instrumentale appliquée au 15 juillet 2007

Résumé

La prévision des orages est un des problèmes majeurs de la prévision météorologique, aussi bien pour l'anticipation des situations où des phénomènes sont observés que pour les cas qui ne déclenchent pas de convection. La campagne COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) qui a eu lieu durant l'été 2007 au-dessus des Vosges et de la Forêt Noire a été l'occasion d'utiliser un jeu de données multi-instrumental complet pour étudier la variabilité à méso-échelle de la vapeur d'eau dans la basse troposphère, et son impact sur l'initiation ainsi que l'inhibition de la convection. L'effort d'analyse s'est notamment concentré sur les couches sèches observées maintes fois en période pré-convective durant la campagne. Sur la base de l'étude de cas du 15 juillet 2007, les travaux menés ont montré les processus qui gouvernent ces couches sèches et le rôle de ces dernières dans l'inhibition de la convection. Ces processus sont liés aussi bien à des advections à l'échelle régionale de structures sèches qu'à des processus plus locaux liés principalement à l'impact du relief sur le flux de basse couche et au forçage orographique diurne. Le travail autour de cette étude de cas a également permis de montrer l'intérêt de la tomographie GPS pour l'étude de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau à l'échelle régionale. De même, le modèle à aire limitée Meso-NH a été utilisé pour aider à l'interprétation des processus comme pour calculer des rétrotrajectoires pour comprendre l'origine des masses d'air étudiées. Une analyse critique de la représentation des couches sèches dans le modèle a également été effectuée.

Mots-clés : Variabilité de la vapeur d'eau à mésoéchelle ; Inhibition de la convection ; Couches sèches ; GPS ; lidar ; Modèle à mésoéchelle

Résumé en anglais

Storms prediction is one of the major problems of weather forecasting, regarding both the anticipation of situations in which convective phenomena are observed and cases for which convection does not initiate. The COPS (Convective and orographically-induced Precipitation Study) campaign which took place during the summer of 2007 over the Vosges and the Black Forest was an opportunity to use a complete multi-instrumental dataset to study the mesoscale variability of water vapor in the lower troposphere, and its impact on the initiation and inhibition of convection. The present work is focused particularly on dry layers observed many times in pre-convective conditions during the campaign. Based on the case study of 15 July 2007, the work details the processes that govern these dry layers and the role they play in the inhibition of convection. These processes involve regional advection of dry structures as well as more local processes related mainly to the impact of the topography on the impinging flow as well as diurnal orographic forcing. The analysis of the synoptic origin of dry air masses impacting the COPS region was also studied. Work around this case study also highlighted the worth of GPS tomography to study the spatial and temporal variability of water vapor at the regional scale. Similarly, the limited area model Meso-NH was used to assist in the interpretation process as well as to calculate air masses back-trajectories. A critical analysis of the representation of the dry layers in the model was also performed.

Keywords: Water-vapor variability; Convective inhibition; Dry air layers; GPS; Lidar; Mesoscal model